

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

TOMOGRAPHIE SISMIQUE AU GROENLAND : CARACTÉRISATION DES
STRUCTURES DE LA CROÛTE ET DU MANTEAU SUPÉRIEUR EN UTILISANT LES
VITESSES DE GROUPE DES ONDES DE RAYLEIGH

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
GUILLAUME JOYAL

DÉCEMBRE 2011

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

À mes parents, Réjean et Jeanne d'Arc,
Dominique, la femme de ma vie,
et Ève Emmanuelle

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je tiens à remercier la commission géologique du Danemark et du Groenland (GEUS) pour la permission d'utilisation des données provenant du projet GLATIS. Ce projet a été financé par le *Danish Council for Research Policy* (Grant 9802989), le *Bureau of Minerals Resources* et le gouvernement du Groenland. Les stations NEAT sont financées par NERC (Grande-Bretagne) et le *Danish Lithosphere Centre*. La commission géologique du Canada veille au maintien des stations UPN, TULE et ALE. Je remercie particulièrement Trine Dahl-Jensen (GEUS) pour son soutien et sa coopération dans l'utilisation de ces données.

Je remercie chaleureusement ma directrice de recherche, Fiona Ann Darbyshire, pour son soutien, son expertise et sa patience. Sans elle, plusieurs difficultés survenues au cours de cette étude m'auraient parues insurmontables. Sa grande disponibilité et son aide, précieuse, m'ont permis d'achever le présent ouvrage.

Je tiens également à remercier les membres du groupe de géophysique du GÉOTOP : Fiona Ann Darbyshire, Alessandro Forte, Claire Perry, Jean-Claude Mareschal, Robert Moucha, Paul Auerbach et Mélanie Villemaire. Les rencontres géophysiques hebdomadaires du groupe m'ont permis d'accroître considérablement ma curiosité scientifique et de développer mes connaissances dans plusieurs champs de discipline.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	x
RÉSUMÉ.....	xi
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I	
CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE L'ÉTUDE, ONDES SISMIQUES ET TRAVAUX ANTÉRIEURS.....	4
1.1 Géologie et évolution tectonique au Groenland	4
1.2 Études sismiques antérieures au Groenland	9
1.3 Description générale des ondes sismiques.....	11
1.4 Ondes de Rayleigh et équations.....	13
CHAPITRE II	
ACQUISITION ET TRAITEMENT DE DONNÉES	17
2.1 Stations sismiques utilisées	17
2.2 Séismes retenus pour l'étude	20
2.3 Traitement des données et sismogrammes	22
CHAPITRE III	
MÉTHODES ANALYTIQUES ET NUMÉRIQUES	25
3.1 Analyse en filtrage multiple	25
3.2 Inversion tomographique pour l'obtention des cartes de vitesses de groupe	29
3.3 Inversion des courbes de dispersion pour l'obtention de modèle de vitesses d'ondes de cisaillement.	30
CHAPITRE IV	
RÉSULTATS	32
4.1 Courbes de dispersion des vitesses de groupe	32
4.2 Inversion tomographique pour l'obtention de cartes de vitesses de groupe.....	35
4.2.1 Grille de points et trajectoires pour l'inversion tomographique.....	36
4.2.2 Lissage et amortissement	38

4.2.3	Test de résolution	40
4.3	Courbes de dispersion des vitesses de groupe unidimensionnelle.....	46
4.4	Modèles de vitesse d'ondes de cisaillement au Groenland	47
CHAPITRE V		
DISCUSSION		57
5.1	Interprétation des anomalies de vitesses de groupe sur les cartes tomographiques.....	57
5.1.1	Anomalie de vitesse de groupe négative située au nord-est dans le plateau continental	57
5.1.2	Structures au sein de la croûte continentale au Groenland.....	59
5.1.3	Interface croûte-manteau dans la région centrale du Groenland	60
5.1.4	Anomalies de vitesse de groupe négatives sous l'Islande et sous la ride médio-atlantique.....	60
5.2	Interprétation des sections de vitesses d'ondes de cisaillement	62
5.2.1	Roches précambriennes localisées au sud du Groenland	63
5.2.2	Section océanique.....	64
5.2.3	Profondeur du Moho	64
CONCLUSION		67
APPENDICE A		
LISTE DES SÉISMES UTILISÉS ET LEURS CARACTÉRISTIQUES		69
APPENDICE B		
COURBES DE DISPERSION DES VITESSES DE GROUPE COMPARÉES AVEC DES RÉFÉRENCES EXISTANTES		83
APPENDICE C		
TESTS DE RÉOLUTION SUPPLÉMENTAIRES RÉALISÉS AU COURS DE L'ÉTUDE.....		87
APPENDICE D		
TESTS EFFECTUÉS POUR LES MODÈLES DE VITESSES DES ONDES DE CISAILLEMENT ET DE GROUPE ET RÉSULTATS CONTINENTAUX ET OCÉANIQUES AVEC DES MODÈLES INITIAUX STANDARDS		89
RÉFÉRENCES.....		96

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1.1	Évolution tectonique au Groenland (modifié de Henriksen et al. 2000).....	7
1.2	Carte géologique du Groenland (modifié de Henriksen et al. 2000).....	8
1.3	Trois composantes se retrouvant sur un sismogramme : est-ouest, nord-sud, verticale. (P) ondes de compression, (S) ondes de cisaillement, (LQ) ondes de Love, (LR) ondes de Rayleigh (modifié des notes de cours, Darbyshire, 2009).....	12
1.4	Mouvement du sol provoqué par les types d'ondes de surface. Mouvement elliptique rétrograde engendré par le passage d'une onde de Rayleigh (modifiée de Fowler, 2005).	13
1.5	Distinction des vitesses de phase C (en rouge) et des vitesses de groupe U (en bleu) dans le temps et dans l'espace. Séparation des vitesses de phase et de groupe lorsqu'elles se propagent dans un milieu dispersif.	15
1.6	Données enregistrées sur la composante verticale de la station NOR provenant d'un séisme survenu le 6 octobre 2002 sur la ride médio-atlantique au sud de l'Islande. Un filtre pour différentes périodes a été appliqué afin de montrer la dispersion des ondes de Rayleigh. Les ondes de longueur d'onde plus élevée arrivent en premier sur le sismogramme, donc avec des vitesses de groupe plus élevées.....	16
2.1	Localisation des stations sismiques utilisées.	18
2.2	Localisation et magnitude des séismes retenus pour notre étude.	22
2.3	Exemple de données brutes de composantes de sismogrammes examinées qui n'ont pas été retenues pour l'analyse en filtrage multiple en raison du ratio signal/bruit trop faible dans la séquence temporelle sélectionnée. Ces données proviennent des stations ALE et SJF. Le 0 sur le sismogramme indique le temps d'origine des séismes. P indique l'arrivée des ondes de compression et S l'arrivée des ondes de cisaillement. L'axe des X représente le temps en secondes tandis que l'axe des Y montre l'amplitude du signal reçue.....	23
2.4	Exemple de données brutes de composantes de sismogrammes examinées qui ont été retenues pour l'analyse en filtrage multiple. Les données provenant des stations SUMG, NGR, NOR et SFJ. Le 0 sur le sismogramme indique le temps d'origine des séismes. P	

	indique l'arrivée des ondes de compression et S l'arrivée des ondes de cisaillement. L'arrivée des ondes de Rayleigh est subséquente à l'onde de cisaillement. L'axe des X représente le temps en secondes tandis que l'axe des Y montre l'amplitude du signal reçue.	24
3.1	Exemple de l'analyse en filtrage multiple pour les mêmes données avec différents paramètres alpha. Données enregistrées par la station NGR d'un séisme situé à 1042 km.	28
4.1	Affichage de sortie du programme d'Hermann (2002) des analyses en filtrage multiple. Les vitesses de groupe (km/s) sont sur l'axe des ordonnées en tandis que la période (s) est sur l'axe des abscisses. Le jeu de couleur indique l'amplitude du signal, le rouge étant de plus forte amplitude, le spectre étant présenté à gauche des figures. (a) Données provenant d'un séisme situé en Islande à 2087 km de distance enregistrées par la station ALE. (b) Données provenant d'un séisme situé au sud-ouest de l'Islande à 1234 km de distance enregistrées par la station PAA. (c) Données provenant d'un séisme situé au sud de l'île de Svalbard à 1954 km de distance enregistrées par la station UPN. (d) Données provenant d'un séisme situé sur la ride médio-atlantique au sud du Groenland à 1239 km de distance enregistrées par la station NUK.	33
4.2	Comparaison entre des courbes de dispersion et les modèles de référence CANSO (Brune & Dorman, 1963) et ak135 (Kennett et al. 1995). Chaque courbe (point en triangle) correspond au données provenant d'un séisme (a) 3 courbes de différentes trajectoires enregistrées à la station SUM au centre du Groenland (b) 4 courbes avec 2 trajectoires distinctes au centre et au sud du Groenland.	34
4.3	Grille de points utilisée pour l'inversion tomographique pour l'obtention des vitesses de groupe.	36
4.4	Trajectoires utilisées pour l'inversion tomographique pour l'obtention des vitesses de groupe à une période de 25 secondes.	37
4.5	Nombre de trajectoires retenues en fonction de la période.	38
4.6	Tests effectués pour le paramètre du lissage (haut des figures) avec amortissement constant (a) Effet de l'augmentation du lissage sur la carte tomographique des vitesses de groupe pour la période de 40 secondes. (b) sur les modèles récupérés pour un test de type « modèle en damier » avec 3 anomalies de vitesse négative.	39
4.7	Tests de résolution de modèles synthétiques de type « modèle en damier » avec des anomalies de vitesse négatives (a) d'environ 600 km de diamètre (b) d'environ 400 km de diamètre (c) d'environ 200 km de diamètre (d) Test de résolution pour des anomalies négatives linéaires de 400 km de large et de 1200 km de long. On peut distinguer le modèle initial sur la portion supérieure du modèle récupéré sur la partie inférieure.	41

4.8	Test de résolution de modèles synthétiques pour un gradient de vitesses de groupe avec une orientation (a) est ouest (b) nord sud (c) nord-est sud-ouest (d) nord-ouest sud-est. On peut distinguer le modèle initial sur la portion supérieure du modèle récupéré sur la partie inférieure.....	42
4.9	Carte des vitesses de groupe montrant les anomalies de vitesses de groupe dans un milieu isotropique. Dans chacune des cartes, les vitesses de groupe sont illustrées relativement à la vitesse de groupe moyenne ($V_{gr_{moy}}$) pour chaque période.....	44
4.10	Vitesses moyennes pour chaque période où une carte tomographique a été générée. Ces vitesses sont comparées au modèle de référence global ak135 (Kennett et al. 1995), à la moyenne pour le bouclier canadien CANSD (Brune & Dorman, 1963) et au modèle G-62 (Gregersen, 1970) pour le Groenland et ses environs.....	45
4.11	Profils des vitesses V_s générés : trois profils continentaux ainsi qu'un profil océanique. Carte des points de grille utilisés pour l'inversion tomographique.....	49
4.12	Section est-ouest de la région centrale du Groenland. Profils des vitesses d'ondes de cisaillement V_s en fonction de la profondeur. La ligne pleine rouge représente le modèle d'inversion final. La ligne pointillée bleue représente le modèle initial utilisé pour l'inversion (version modifié d'iasp91). Le point de grille est indiqué dans le coin inférieur gauche des figures.....	51
4.13a	Section nord-sud (partie sud) de la région centrale du Groenland. Profils des vitesses d'ondes de cisaillement V_s en fonction de la profondeur. La ligne pleine rouge représente le modèle d'inversion final. La ligne pointillée bleue représente le modèle initial utilisé pour l'inversion (version modifié d'iasp91). Le point de grille est indiqué dans le coin inférieur gauche des figures.....	52
4.13b	Section nord-sud (partie nord) de la région centrale du Groenland. Profils des vitesses d'ondes de cisaillement V_s en fonction de la profondeur. La ligne pleine rouge représente le modèle d'inversion final. La ligne pointillée bleue représente le modèle initial utilisé pour l'inversion (version modifié d'iasp91). Le point de grille est indiqué dans le coin inférieur gauche des figures.....	53
4.14	Section nord-ouest sud-est au sein des ceintures protérozoïques au sud du Groenland. Profil des vitesses d'ondes de cisaillement V_s en fonction de la profondeur. La ligne pleine rouge représente le modèle d'inversion final. La ligne pointillée bleue représente le modèle initial utilisé pour l'inversion (version modifié d'iasp91). Le point de grille est indiqué dans le coin inférieur gauche des figures.....	54
4.15	Section d'orientation nord-ouest sud-est de la région océanique au nord-est du Groenland. Profil des vitesses d'ondes de cisaillement	

	V_s en fonction de la profondeur. La ligne pleine rouge représente le modèle d'inversion final. La ligne pointillée bleue représente le modèle initial utilisé pour l'inversion (version modifié d'iasp91). Le point de grille est indiqué dans le coin inférieur gauche des figures.	56
5.1	Pic de sensibilité des différentes périodes des vitesses de groupe en fonction de la profondeur. Ce graphique est une synthèse d'informations provenant des articles de Moschetti et al. (2007) et de Chang et al. (2007).....	58
5.2	Sensibilité normalisée des différentes périodes des vitesses de groupe en fonction de la profondeur. Figure tirée de Moschetti et al. (2007).....	58
5.3	Comparaison entre deux cartes de vitesses de groupe pour la période de 20 secondes. (a) Levshin, 2001. (b) Notre étude.	59
5.4	(a) Carte de variation des vitesses d'onde de cisaillement pour une profondeur de 75 km (Pilidou et al. 2004). (b) Carte des vitesses de groupe pour une période de 50 secondes, ayant un pic de sensibilité à une profondeur de 70 km (cette étude).	61
5.5	Estimation de la profondeur du Moho par la méthode du 'receiver function'. Figure tirée de Dahl-Jensen et al. (2003)	62
5.6	Interprétation géologique et tectonique des sections continentales de vitesses d'onde de cisaillement. Se référer à la figure 1.2 pour la légende géologique. Modifiée de Henriksen et al. (2002).....	66

LISTE DES TABLEAUX

Tableau		Page
2.1	Tableau montrant les projets reliés à chaque station sismique utilisée. Les trois dernières colonnes présentent respectivement leur altitude, leur date d'entrée en fonction et les dates de fin d'enregistrement des instruments. Les dates sont indiquées en année / jour julien.....	19
2.2	Sismomètre et numériseur utilisés pour chaque station sismique. Certains instruments ont été changés au cours de la période d'acquisition des données.....	21
3.1	Valeur du paramètre α en fonction de la distance station-séisme recommandé par Hermann et al. (2002).	27
4.1	Paramètres du modèle initial (iasp91 modifié) utilisé pour les inversions au droit des points continentaux avec une couche de glace de 2,75 km d'épaisseur (point 167 de la figure 4.10).....	50
4.2	Paramètres du modèle initial utilisé pour les inversions à l'emplacement des points océaniques avec une couche d'eau de 3,45 km d'épaisseur (point 114 de la figure 4.10).....	55

RÉSUMÉ

Des séismes provenant de la ride médio-atlantique et du nord canadien ont été utilisés afin de dégager les structures de la croûte et du manteau supérieur au Groenland. Ces tremblements de terre, enregistrés aux stations sismiques permanentes et temporaires du projet GLATIS (*Greenland Lithosphere Analysed Teleseismically on the Ice Sheet*), ont permis d'acquérir plus de 3200 trajectoires séisme-station, couvrant ainsi la majorité de la région à l'étude. Afin d'identifier les structures de la croûte et du manteau supérieur au Groenland, nous avons analysé les composantes verticales des données sismique provenant de ces trajectoires séisme-station et avons obtenu des courbes de dispersion de vitesses de groupe d'onde de Rayleigh au moyen de la méthode d'analyse en filtrage multiple. Nous avons construit des cartes tomographiques de vitesses de groupe pour une gamme de périodes de 15 à 50 secondes à partir d'une inversion tomographique pour un milieu isotropique. Les résultats de l'inversion des vitesses de groupe ont été utilisés afin de construire des courbes de dispersion unidimensionnelles. Nous avons procédé à une inversion des courbes ayant un intérêt géologique afin de dégager des modèles de vitesses d'ondes de cisaillement en fonction de la profondeur pour quatre profils. Les modèles présentent une structure de vitesse élevée V_s par rapport au modèle de référence (iasp91 modifié) pour la partie sud du Groenland, sus-jacente à une structure de faible vitesse plus en profondeur. Des variations de l'ordre de 10 % supérieur au modèle de référence ont été observées dans la portion centre-sud au sein de la croûte continentale. Cette structure est interprétée comme étant la partie précambrienne du Groenland, soit le craton archéen et la ceinture protérozoïque Nagssugtoqidian. Une structure circulaire, observée sur les cartes tomographiques de vitesse de groupe, été notée dans la partie centrale. Cette dernière pourrait être reliée à des structures à l'interface de la croûte continentale et du manteau supérieur, suggérant ainsi une épaisseur de croûte plus grande dans la partie centrale-est. Les courbes de dispersion unidimensionnelles proposent également une épaisseur de croûte plus importante dans la partie centrale du Groenland comparativement au sud. Les modèles réalisés lors de cette étude, similaires aux études tomographiques globales, ont permis d'augmenter significativement la résolution au Groenland et également l'obtention de nouvelles structures dans la croûte continentale et le manteau supérieur.

Mots clés : Groenland, structure, croûte, ondes de Rayleigh, vitesses de groupe

INTRODUCTION

La majeure partie du Groenland est constituée d'un bouclier précambrien. Ce dernier est composé de trois provinces distinctes formées par une succession d'orogènes archéennes et protérozoïques (Henriksen et al. 2000). Des bassins sédimentaires, présents au nord, à l'est (Surlyk, 1990) et à l'ouest, se sont formés durant le paléozoïque (Henriksen et al. 2000). Deux marges passives, localisées à l'est et à l'ouest, sont le résultat respectivement de l'ouverture de la mer du Labrador et de l'océan Atlantique (Chalmers, 1991 ; Chian et Loudon, 1995; Mosar et al. 2002). Le Groenland étant recouvert à 80 % par un inlandsis, la plupart des études sismiques se sont concentrées par le passé sur les marges continentales.

Le projet GLATIS (*Greenland Lithosphere Analysed Teleseismically on the Ice Sheet*) a permis l'implantation de plusieurs stations sismiques temporaires, dont quelques unes directement sur l'inlandsis, au début des années 2000, donnant ainsi l'opportunité d'étudier plus en détail les structures lithosphériques du Groenland. Cette île, de 2 166 086 km², n'a été étudié que très localement avant l'installation de ces nouvelles stations. Des études de dispersion des ondes de surface ont été menées par Gregersen et al. (1970, 1982, 1988). Des informations structurales très sommaires au Groenland ont été obtenues à l'aide de tomographies à l'échelle du globe. Par exemple, Ritsema et al. (2004) et Shapiro et al. (2002) ont présentés des tomographies globales à l'aide de temps de propagation des ondes de cisaillement et de dispersion des ondes de surface. Ces dernières études, ayant une résolution latérale très faible, ne permettent pas d'exposer des structures précises pour une région donnée. Darbyshire et al. (2004) ont procédé à une investigation plus précise des structures lithosphériques en utilisant la dispersion des vitesses de phase par la méthode de trajectoire entre deux stations sismiques.

Dans l'optique d'obtenir des informations plus précises concernant les structures au Groenland, ce projet de recherche consiste à produire des cartes tomographiques du Groenland possédant une meilleure résolution afin de dégager des structures de la croûte et

du manteau supérieur. La présente étude utilise une base de données provenant des stations sismiques de GLATIS de même que celles provenant de stations permanentes.

Cette recherche utilise la dispersion des vitesses de groupe, permettant ainsi l'utilisation de séismes de magnitude moins élevés que ceux requis pour une analyse des temps de propagation des ondes de volume. Nous avons donc sélectionné 373 séismes sur la ride médio-atlantique et dans le nord canadien pour l'obtention d'une couverture complète au Groenland. Un maximum de données, provenant des sismogrammes de 28 stations sismiques au Groenland et en Islande, ont été sélectionnées dans l'optique de calculer des courbes de dispersion. Près de 3200 analyses des composantes verticales ont été effectuées, et ce, en utilisant la technique de filtrage multiple. Une inversion tomographique a été exécutée sur les courbes de dispersion retenues afin de produire des cartes de vitesses de groupe. De ces cartes tomographiques, des sections de modèles de vitesses d'ondes de cisaillement ont été dégagées pour certaines régions au Groenland.

Le présent ouvrage présente tout d'abord, au chapitre 1, le contexte géologique et tectonique de la région d'étude afin de comprendre l'interprétation géologique des structures observées. Une brève description des ondes sismiques et particulièrement des ondes de Rayleigh est présentée au chapitre 2. Les équations mathématiques permettant l'analyse numérique des données sont démontrées dans l'optique de repérer les paramètres influents lors de ces analyses. Ensuite, la façon dont ces données numériques ont été acquises et traitées est exposée.

Les analyses et méthodes numériques utilisées afin d'obtenir les courbes de dispersion de vitesses de groupe, les cartes tomographiques des vitesses de groupe et les modèles de vitesses d'ondes de cisaillement sont présentés au chapitre 3. Les résultats découlant de ces analyses sont exposés, soit les exemples de courbes de dispersion obtenues, les cartes tomographiques et les modèles de vitesse.

Finalement, les résultats obtenus sont discutés et analysés en détail aux chapitres 4 et 5. Une interprétation géologique et tectonique des anomalies de vitesses de groupe et des vitesses d'onde de cisaillement est effectuée au sein de ces chapitres. L'information pouvant être dégagée de ces cartes tomographiques ainsi que leur résolution sont également analysés. Les modèles structuraux d'ondes de cisaillement de la croûte et du manteau supérieur,

produits à partir d'inversion des courbes de dispersion unidimensionnelles, sont présentés. Ces modèles permettent d'analyser plus en détail les anomalies de vitesses de groupe repérées sur les cartes tomographiques. Les modèles sont comparés aux études antérieures, locales et globales, afin d'exposer les similitudes.

Les structures géologiques connues, telles que l'épaisseur de la croûte continentale (Dahl-Jensen et al. 2003), le passage de la plume islandaise (Lawver & Müller, 1994), les ceintures protérozoïques et les bassins sédimentaires, sont-elles perceptibles avec la technique d'analyse utilisée dans le cadre de cette étude ? Le but du projet de recherche étant l'augmentation de la résolution des structures lithosphériques observables au Groenland, les améliorations apportées par le présent ouvrage sont présentées et discutées.

CHAPITRE I

CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE L'ÉTUDE, ONDES SISMQUES ET TRAVAUX ANTÉRIEURS

1.1 Géologie et évolution tectonique au Groenland

Le Groenland est bordé par l'océan Atlantique à l'est, la mer du Labrador et la Baie de Baffin à l'ouest, et l'océan Arctique au nord. Ces mers et océans sont le résultat d'extensions continentales survenues suite à l'éclatement du supercontinent la Pangée (~ 250 Ma). L'ouverture de l'Atlantique nord s'est produite vers 180 Ma, séparant ainsi le continent nord-américain du continent africain et sud-européen. Vers 90 Ma, la mer du Labrador a commencé son ouverture, provoquant la séparation du Groenland du continent nord-américain (Roest & Srivastava, 1989). Quelques études, dont celle de Keen et al. (1971), ont allégué l'existence de croûte océanique dans la mer de Baffin. Cette ouverture océanique, dans la mer de Baffin, serait l'extension de la mer du Labrador. Enfin, vers 58 Ma, la production de croûte océanique plus au nord de l'Atlantique (mers de Norvège et Groenland) a séparé le Groenland du nord de l'Europe (Talwani & Eldholm, 1977; Mosar et al. 2002). Cette évolution tectonique au mésozoïque et cénozoïque a instauré des marges passives sur le pourtour du Groenland (Chalmers, 1991 ; Chian et Loudon, 1995; Mosar et al. 2002).

Le continent, étant recouvert à 80% par un inlandsis, les affleurements sont présents uniquement sur le pourtour du Groenland. Environ la moitié des affleurements, localisés essentiellement dans la partie sud du Groenland, consistent en des roches cristallines archéennes et protérozoïques, principalement des orthogneiss avec des enclaves de roches supracrustales. Les autres affleurements, circonscrits dans la partie nord, sont constitués de roches sédimentaires allant du cambrien précoce au dévonien. En conséquence, le

développement géologique au Groenland s'étend sur une période allant de 4 milliards d'années jusqu'au quaternaire (figure 1.1).

Le craton précambrien du Groenland, composé de trois provinces distinctes, s'est formé durant une succession d'orogènes archéennes et protérozoïques (Henriksen et al. 2000). Ce craton s'est stabilisé vers 1,6 milliards d'année. Les trois provinces composant le craton sont les roches archéennes non affectées par les orogènes subséquentes (2,6 à 3,1 Ga), les terranes archéennes déformées durant le protérozoïques vers 1,9 Ga et finalement, les terranes protérozoïques juvéniles qui se sont annexées au Groenland entre 1,75 et 2 Ga.

Du protérozoïque précoce au paléozoïque précoce, des bassins sédimentaires majeurs (de 10 à 15 km d'épaisseur) se sont formés, notamment dans le nord et le nord-est (dessins 4 et 5 de la figure 1.1). Ces bassins sédimentaires ont été affectés par les orogènes paléozoïques, spécialement celle de la ceinture Ellesmerian au nord et des Calédonides à l'est (dessin 5 de la figure 1.1). L'orogène calédonienne a également déformé des roches cristallines du précambrien.

Les activités géologiques subséquentes se sont déroulées principalement au phanérozoïque. Des bassins sédimentaires paléozoïques et mésozoïques se sont développés le long des marges continentales dans le nord, l'est et l'ouest du Groenland (dessin 6 de la figure 1.1). Leurs formations résultent d'une rupture continentale. Ces rifts continentaux ont été initialisés à l'est au dévonien inférieur jusqu'au carbonifère précoce culminant avec l'ouverture de l'océan Atlantique nord au paléocène discuté plus haut. Cette expansion des fonds océaniques a été accompagnée de basalte de plateau dans l'est et l'ouest au niveau du centre du Groenland. Selon Tegner et al. (1998) et Lawver et al. (1994), des roches intrusives au sein de ces basaltes, présentes autant sur la côte est que sur la côte ouest, seraient reliées au passage de la plume mantellique islandaise.

De cette évolution tectonique résulte la carte géologique présentée à la figure 1.2, produit de l'équipe de N. Henriksen du *Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS)*. Une ceinture orogénique paléoprotérozoïque borde l'extrême sud du Groenland. Le craton archéen, renfermant les roches les plus vieilles se situe au dans la partie sud et s'étend sur environ 600 km sur la côte ouest. La portion restante de la côte ouest est essentiellement constituée de ceintures orogéniques paléoprotérozoïque, à l'exception des basaltes du

cénozoïque inférieur mentionnés au paragraphe précédent. Visible sur la figure 1.2, la portion nord de la côte est surtout composée de roche provenant de la ceinture orogénique calédonienne. La côte nord groenlandaise renferme les sédiments du paléozoïque. Des sédiments du carbonifère et du dévonien sont également présent sur la côte ouest en quantité moindre.

Comme mentionnée précédemment, 80 % du territoire est couvert de glace. Afin d'obtenir davantage d'informations sur les structures et sur l'évolution tectonique, plusieurs investigations géophysiques ont eu lieu dont des études de dispersion d'ondes de surface, de 'receiver function' et de divisions des ondes de cisaillement (SKS).

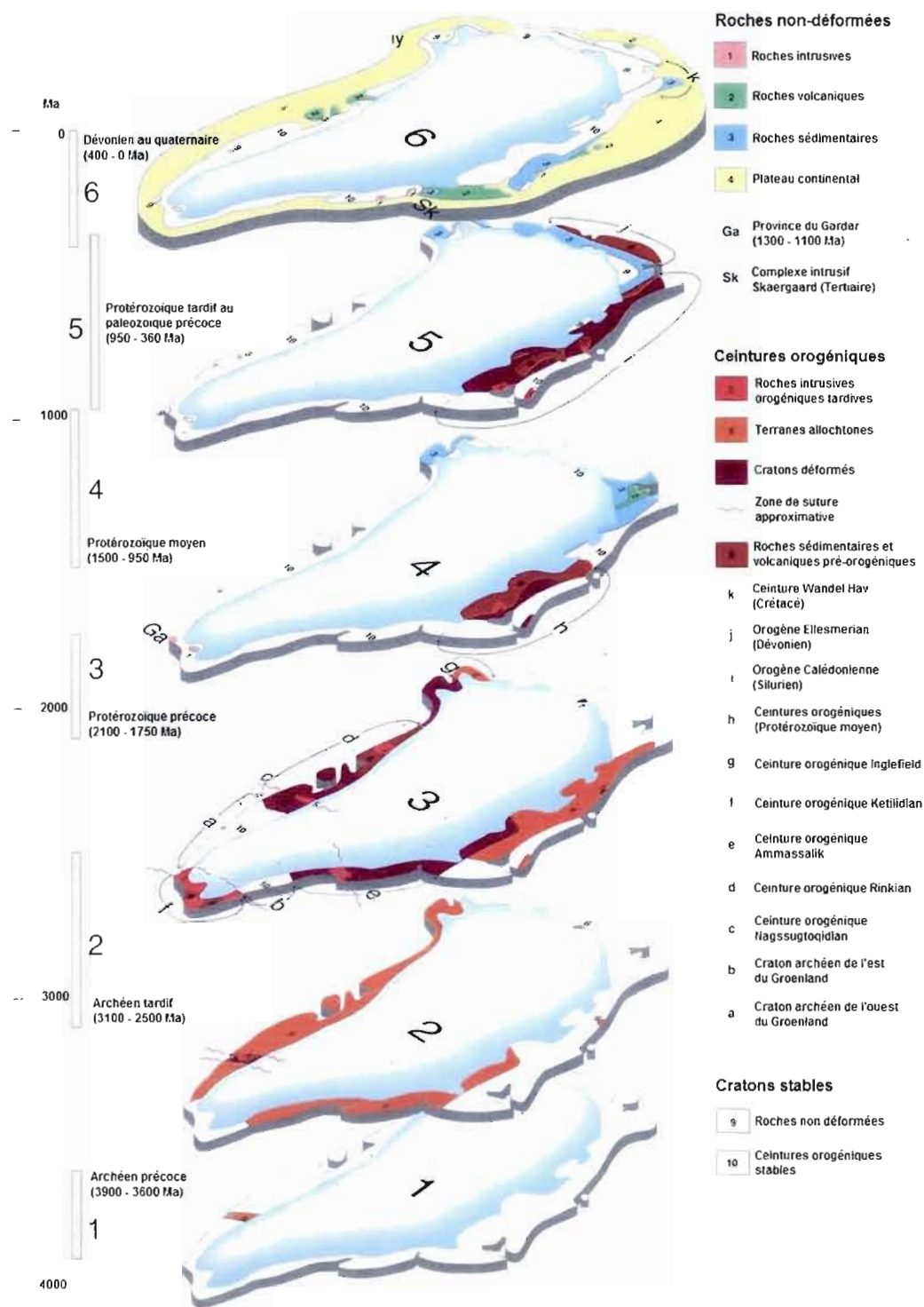


Figure 1.1 Évolution tectonique au Groenland (modifié de Henriksen et al. 2000)

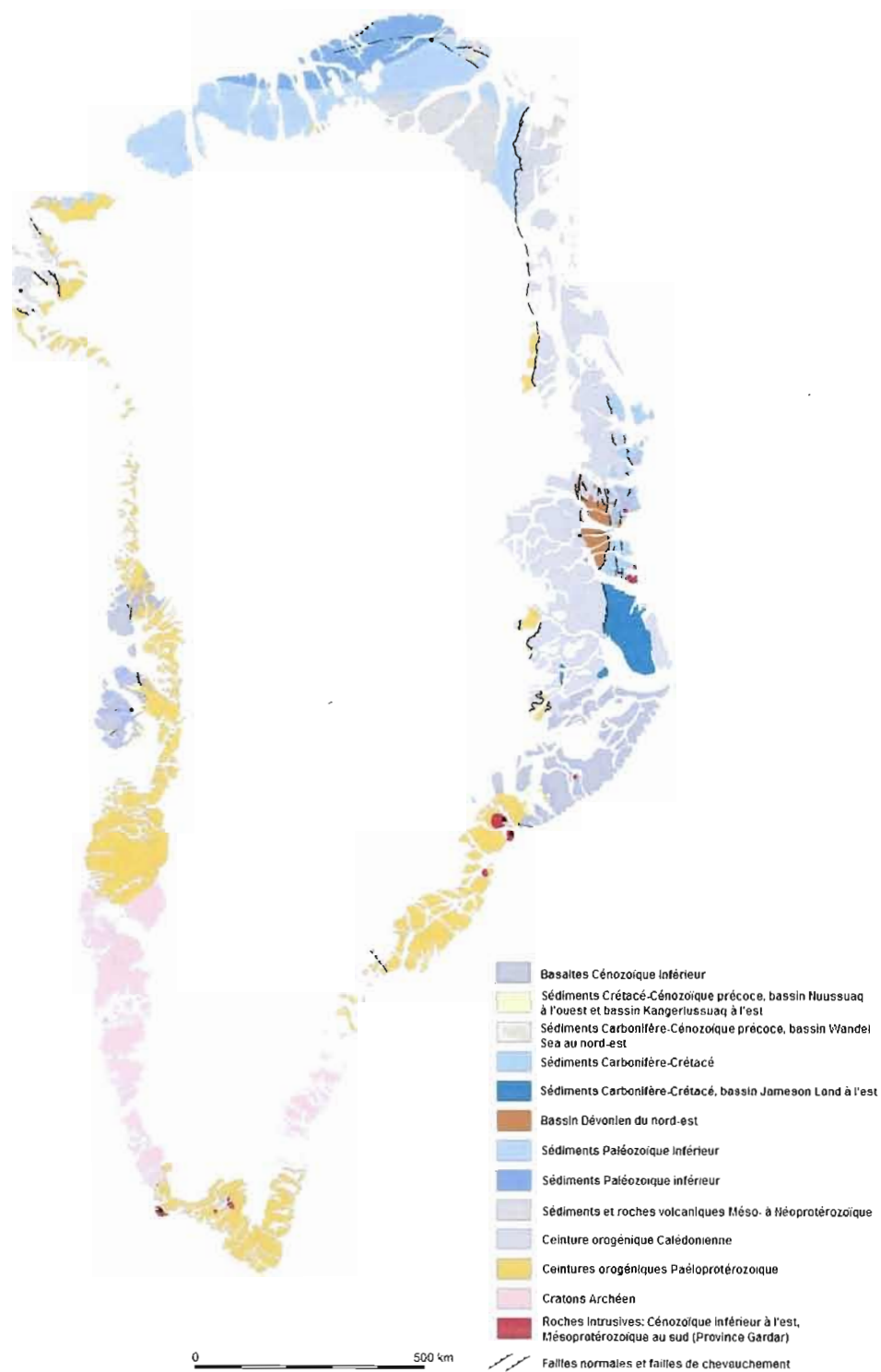


Figure 1.2 Carte géologique du Groenland (modifié de Henriksen et al. 2000)

1.2 Études sismiques antérieures au Groenland

En utilisant la méthode développée par Brune & Dorman (1963) pour l'analyse des ondes de surface sur le bouclier canadien, Gregersen et al. (1970) ont fait une première étude sismique utilisant des ondes de surface au Groenland. Leur étude des vitesses de groupe (Love et Rayleigh) et de vitesses de phase (Rayleigh) a permis de développer un modèle de référence G-62 similaire au modèle canadien CANSO (Brune & Dorman, 1963). Cette étude, réalisée avec quelques stations sismiques (NOR, GDH et KTG), donne un aperçu des structures à l'intérieur du Groenland, sans toutefois les définir précisément.

L'objectif du projet GLATIS, au début des années 2000, était la collecte d'information permettant des études subséquentes d'analyses sismique utilisant notamment le 'receiver function', la dispersion des ondes de surface et la division des ondes de cisaillement (SKS). L'augmentation significative du nombre de stations a contribué à accroître la résolution des études, tant au niveau spatiale que latérale.

Dahl-Jensen et al. (2003) ont présenté les premiers résultats découlant des données des stations sismiques implantées dans le cadre du projet GLATIS. Ils ont réalisés une étude de la profondeur de la discontinuité de Mohorovicic (Moho) en utilisant la technique du 'receiver-function' et ce, au droit de 19 stations (figure 5.5). Ces profondeurs semblent systématiquement plus élevées au centre du Groenland et dans la portion extrême sud. Les auteurs ont également suggéré que la partie centrale consiste en deux blocs protérozoïques distincts.

Darbyshire et al. (2004) ont employé la dispersion des ondes de Rayleigh sur les données du projet GLATIS afin de produire des modèles de vitesses d'ondes de cisaillement sur deux profils dans la portion sud du Groenland. Des courbes de dispersion pour les vitesses de phase ont été analysées pour 45 trajectoires entre des paires de stations sismiques. Ces coupes de vitesse d'onde de cisaillement ont permis de démontrer l'existence d'une anomalie de vitesse positive, possiblement reliée à la lithosphère continentale et située au sud du Groenland, principalement entre les profondeurs de 50 et 100 km. L'estimation de l'épaisseur de la lithosphère varie de 100 km au sud-est à environ 180 km au centre sud du Groenland. Cette anomalie de vitesse positive est sus-jacente à une zone de vitesse négative, interprété comme étant l'asthénosphère.

Kumar et al. (2005) ont quant à eux effectué une étude de la frontière lithosphère-asthénosphère en utilisant la technique du 'receiver-function'. Les résultats de cette étude démontrent que la profondeur de cette limite augmente d'est en ouest au Groenland, passant de 70 km (portion central est) à 120 km (portion centrale ouest).

Ucisk et al. (2005 et 2008) ont réalisé une étude de division des ondes de cisaillement (SKS et SKKS) afin de trouver l'anisotropie sur la côte est du Groenland au droit de 7 stations sismiques. De cette étude, ils ont démontré que les vitesses les plus rapides sont enregistrées selon un axe généralement parallèle à la côte, représentant probablement la fabrique tectonique relié à l'orogène calédonienne discutée à la section 1.1.

Ils ont également procédé à une étude anisotrope plus globale au Groenland en 2008, toujours à l'aide des ondes SKS et SKKS et également des ondes PKS pour les séismes plus profonds. L'orientation générale des plus grandes vitesses polarisées est de nord nord-est, suggérant ainsi que cette anisotropie ne peut être reliée aux différentes terranes et orogènes discutés au préalable à la section 1.1. Ce patron, observé dans la majeure partie du Groenland, change de direction (est-ouest) dans la portion nord-est. Selon les auteurs, cette anisotropie pourrait s'expliquer par une combinaison d'un écoulement asthénosphérique et d'un mouvement des plaques tectoniques. Dans la portion centrale du Groenland, la géométrie variable des anomalies de vitesses polarisées pourraient s'expliquer par le passage de la plume islandaise.

Pilidou et al. (2004) ont effectué une étude de haute résolution des ondes de Rayleigh pour les modes fondamentaux et supérieurs dans la région nord-atlantique. Cette étude a permis de circonscrire des anomalies de basse vitesse, par rapport au modèle de référence PREM, reliées aux plumes mantelliques majeures de la région : l'Islande, les Açores, et l'Éifel. Des anomalies négatives, interprétées comme étant la signature de la dorsale médio-atlantique, ont également été dégagées lors de cette étude. Au niveau continental, des vitesses positives par rapport au modèle de référence ont été observées jusqu'à une profondeur de 250 km. Une étude anisotrope azimutale, réalisée par les mêmes auteurs, a donné des résultats semblables à ceux d'Ucisk et al. (2008).

Les modèles tomographiques globaux indiquent des vitesses V_s supérieures par rapport aux modèles de références pour le manteau supérieur au Groenland. Des vitesses

inférieures sont présentes sous la ride médio-atlantique jusqu'à une profondeur de l'ordre de 150 km. Le modèle S20RTSb, développé par Ritsema et al. (2004) à l'aide d'une étude combinant une analyse des temps de propagation des ondes de volume et des ondes de Rayleigh (mode fondamental et supérieurs), indique des vitesses 10% supérieures au modèle de référence PREM à une profondeur de 50 km au Groenland. Ce modèle montre également des vitesses 7 à 10% inférieures sous la ride médio-atlantique jusqu'à une profondeur de 125 km.

Les structures discutées au paragraphe précédent ont également été identifiées par Lebedev & Van der Hilst (2008) à une profondeur de 80 km et 110 km. L'étude tomographique globale réalisée à partir des ondes de surface, par Shapiro & Ritzwoller (2002), a également permis de reconnaître ces structures dans le manteau supérieur au Groenland à une profondeur de 80 km.

Enfin, Levshin et al. (2001) ont procédé à une investigation de la croûte et du manteau supérieur dans la région arctique à l'aide d'une étude des vitesses de groupe et des ondes de volume P_n et S_n . Les résultats sont comparables aux études précitées. Au Groenland, des anomalies de vitesses de groupe négatives sont observées pour les périodes de 20 et 40 secondes, devenant positives pour des périodes de 100 et 150 secondes.

Afin d'avoir une idée plus précise des types d'ondes utilisés lors des différentes études présentées ci-dessus, une description générale des ondes sismiques est exposée dans la section suivante.

1.3 Description générale des ondes sismiques

Il existe deux classes distinctes d'ondes sismiques se propageant à travers la terre, soit les ondes de volume, P (primaire) et S (secondaire) et les ondes de surface, Rayleigh et Love. Les ondes P sont similaires aux ondes sonores. Lors de leur passage, le mouvement de particule se fait parallèlement au sens de propagation. On les appelle également les ondes longitudinales (Stein et Wysession, 2003). Ces ondes peuvent se propager dans les solides et les liquides. Les ondes S, quant à elles, déplacent les particules d'un milieu perpendiculairement à leur propagation. De ce fait, on les nomme également ondes transversales ou ondes de cisaillement. Les ondes P se propagent à des vitesses

d'environ $\sqrt{3}$ plus rapides que les ondes S et sont donc, généralement, les premières arrivées sur un sismogramme (figure 1.3). L'amplitude des ondes de volume décroît d'un facteur r^{-2} par rapport au point central d'un séisme dans toutes les directions (Fowler, 2005).

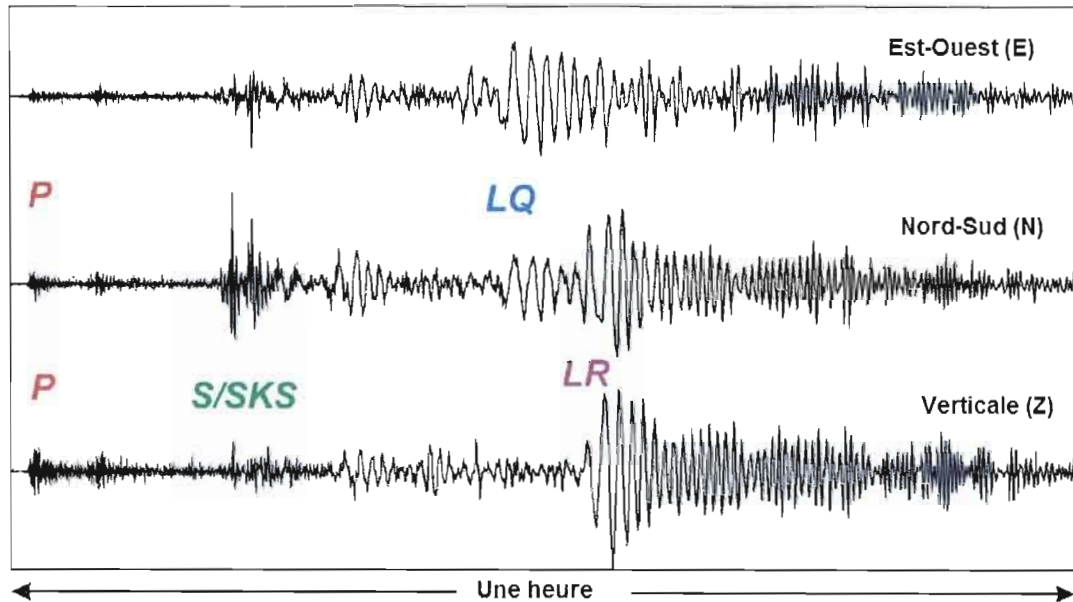


Figure 1.3 Trois composantes se retrouvant sur un sismogramme : est-ouest, nord-sud, verticale. (P) ondes de compression, (S) ondes de cisaillement, (LQ) ondes de Love, (LR) ondes de Rayleigh (modifié des notes de cours, Darbyshire, 2009)

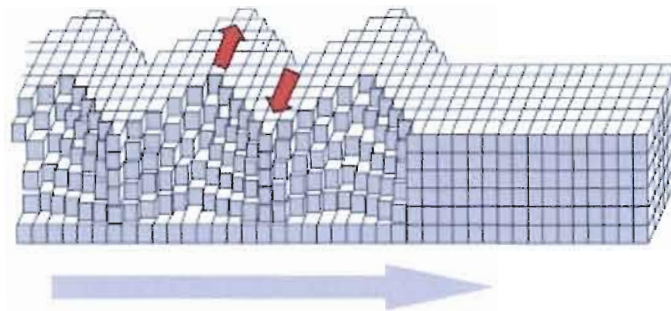
Les ondes arrivant tardivement sur le sismogramme sont les ondes de surface. Comme mentionné précédemment, on en discerne deux types au même titre que les ondes de volume. Les ondes de Love contiennent la direction de polarisation (S_H) de l'onde S qui est piégé en surface. De cet état, elle se forme par interférence constructive. Visible à la figure 1.4, les particules du milieu se déplacent horizontalement mais perpendiculairement au sens de propagation de l'onde. Les ondes de Rayleigh se forment par interférence de l'onde P et de la direction verticale de polarisation (S_V) de l'onde S. Leur amplitude décroît avec la profondeur et décroît également d'un facteur r^{-1} avec la distance parcourue en surface (Fowler, 2005). Le déplacement des particules au sein d'un milieu traversé par une onde de Rayleigh s'effectue selon un mouvement elliptique rétrograde sur le plan vertical (figure

1.4), semblablement à une vague dans un océan à l'exception que ce mouvement est prograde.

Pour avoir une idée précise du mouvement provoqué par le passage d'une onde de Rayleigh, utilisée dans le cadre de cette étude, les équations du mouvement des particules au sein du milieu sont exposées dans la section sus-jacente.

Ondes de surfaces

Onde de Love



Onde de Rayleigh

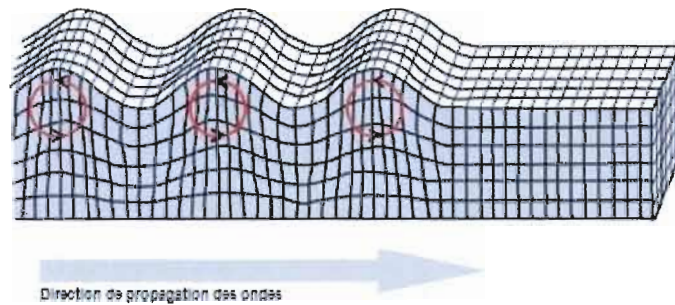


Figure 1.4 Mouvement du sol provoqué par les types d'ondes de surface. Mouvement elliptique rétrograde engendré par le passage d'une onde de Rayleigh (modifiée de Fowler, 2005).

1.4 Ondes de Rayleigh et équations

Comme mentionné précédemment, les ondes de Rayleigh apparaissent d'une interférence des ondes P et S_V . Le déplacement horizontal de ces ondes dans un sous-espace de Poisson est décrit par la relation suivante :

$$u_x = -ik_x A e^{i(\omega t - k_x x)} (e^{i(r_\alpha k_x z)} - C r_\beta e^{i(r_\beta k_x z)}) \quad (1)$$

et le déplacement vertical est décrit par la relation :

$$u_z = -ik_x A e^{i(\omega t - k_x x)} (r_\alpha e^{i(r_\alpha k_x z)} + C e^{i(r_\beta k_x z)}) \quad (2)$$

où k_x est le nombre d'onde (longueurs d'onde, 2π , par unité de longueur), ω est la fréquence angulaire, A est l'amplitude,

$$r_\beta = \sqrt{\frac{c_r^2}{\beta^2} - 1} \quad , \quad r_\alpha = \sqrt{\frac{c_r^2}{\alpha^2} - 1} \quad \text{et} \quad C = \frac{i \left(2 - \frac{c_r^2}{\beta^2} \right)}{2 \sqrt{-\left(\frac{c_r^2}{\beta^2} - 1 \right)}} \quad (\text{Stein et Wysession, 2003}).$$

Dans les équations précédentes, c_r représente la vitesse des ondes de Rayleigh et C est la vitesse apparente à la surface.

En surface, à $z=0$, les équations des déplacements horizontaux et verticaux peuvent s'écrire :

$$u_x = (1 - C \cdot r_\beta) k_x A \sin(\omega t - k_x x) \quad (3)$$

et

$$u_z = (C + r_\alpha) k_x A \cos(\omega t - k_x x) \quad (4)$$

Ces dernières équations correspondent au mouvement elliptique rétrograde tel que décrit précédemment et visible à la figure 2.2.

Des ondes de Rayleigh, on tire deux types de vitesses. Les vitesses de phase sont les vitesses à laquelle voyagent un creux ou une crête particulière de l'onde, donc une phase particulière. Les vitesses de groupe sont les vitesses auxquelles voyagent le paquet d'ondes ou l'enveloppe.

La vitesse de phase (C) est décrite par l'équation suivante (fréquence angulaire sur le nombre d'onde) :

$$C = \frac{\omega}{k} \quad (5)$$

La vitesse de groupe (U) est la dérivée partielle de la fréquence angulaire en fonction du nombre d'onde :

$$U = \frac{\partial \omega}{\partial k} \quad (6)$$

Si l'onde de Rayleigh voyage dans un milieu non dispersif, les vitesses de phase sont égales aux vitesses de groupe puisque le paquet ne se déforme pas au cours de la propagation. Toutefois, dans un milieu dispersif, les vitesses de l'onde S varient avec la profondeur. Les différentes longueurs d'onde échantillonnant à différentes profondeurs, impliquant une déformation du paquet d'ondes et donc une dispersion. L'enveloppe du paquet d'ondes conserve un maximum d'amplitude, que l'on peut continuer à repérer. Ce maximum se propage, comme l'enveloppe, à la vitesse de groupe. L'énergie, localisée au niveau du paquet d'ondes, c'est-à-dire du maximum d'amplitude de l'enveloppe, se propage donc également à la vitesse de groupe.

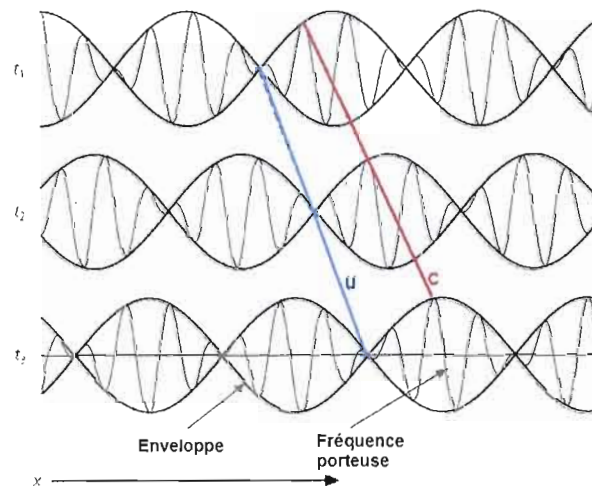


Figure 1.5 Distinction des vitesses de phase C (en rouge) et des vitesses de groupe U (en bleu) dans le temps et dans l'espace. Séparation des vitesses de phase et de groupe lorsqu'elles se propagent dans un milieu dispersif.

Les matériaux constituant la terre sont de nature dispersive (Stein et Wysession, 2003) et cette étude s'appuie donc sur ce principe. En effet, la croûte et le manteau terrestre

n'étant pas des milieux homogènes, les paramètres élastiques varient avec la profondeur, créant ainsi une dispersion des ondes de surface.

Cette dispersion est illustrée par la figure 1.6. Les données enregistrées par la composante verticale de la station NOR, filtrées à différentes fréquences, montrent que les ondes pourvues d'une longueur d'onde plus élevée arrivent en premier sur le sismogramme.

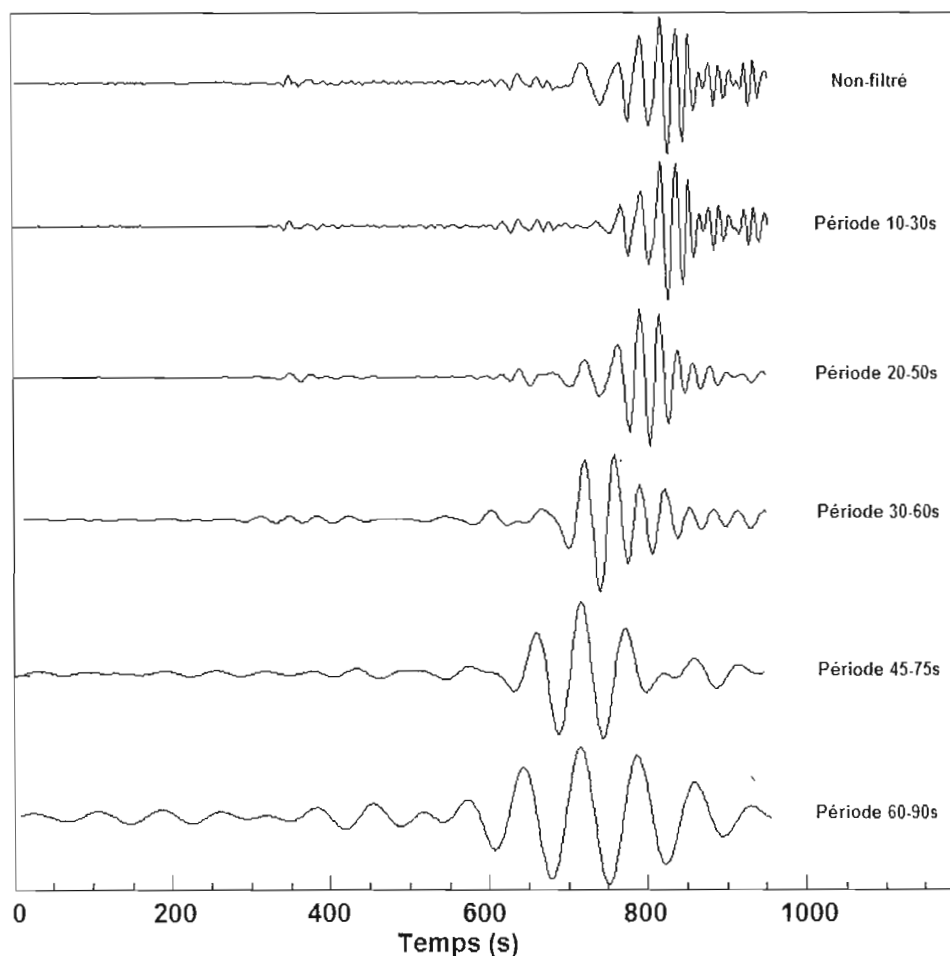


Figure 1.6 Données enregistrées sur la composante verticale de la station NOR provenant d'un séisme survenu le 6 octobre 2002 sur la ride médio-atlantique au sud de l'Islande. Un filtre pour différentes périodes a été appliqué afin de montrer la dispersion des ondes de Rayleigh. Les ondes de longueur d'onde plus élevée arrivent en premier sur le sismogramme, donc avec des vitesses de groupe plus élevées.

CHAPITRE II

ACQUISITION ET TRAITEMENT DE DONNÉES

2.1 Stations sismiques utilisées

Le projet GLATIS a été lancé à la fin des années 90 dans le but d'implanter des stations sismiques à large bande au sein de l'inlandsis et sur les côtes groenlandaises. Ce projet a été initié afin d'investiguer la croûte et le manteau supérieur du Groenland. En conséquence, seize (16) stations sismiques temporaires à large bande ont été ajoutées aux quatre (4) stations permanentes déjà présentes sur les sites. Ces implantations de stations ont pour objectif ultime des études sismologiques utilisant la méthode du 'receiver-function', la dispersion des ondes de surface discutée précédemment et également des études de temps de propagation des ondes de volume.

D'autre part, quelques stations sismiques permanentes et temporaires bordaient déjà le pourtour du Groenland au début des années 2000. Par exemple, la station ALE, localisée à Alert sur l'île d'Ellesmere au Canada, est gérée et entretenue par le réseau *IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology)*. Les stations HJO, GDH et SOE font parties du projet NEAT (Northeast Atlantic Tomography), administré par le *Danish Lithosphere Centre* et l'université de Cambridge. Des stations situées au Groenland mais localisées à proximité du Canada (UPN et TULE) sont gérées conjointement par la commission géologique du Canada et GLATIS. Quelques stations sont également administrées par d'autres organismes comme la commission géologique du Danemark et du Groenland (GEUS).

Dans le cadre de cette étude, un total de vingt-huit (28) stations sismiques à large bande a été utilisé. La figure 2.1 montre la localisation des différentes stations dont les données ont

été retenues tandis que le tableau 2.1 indique le projet auquel ces stations sont reliées et leur entrée en fonction.

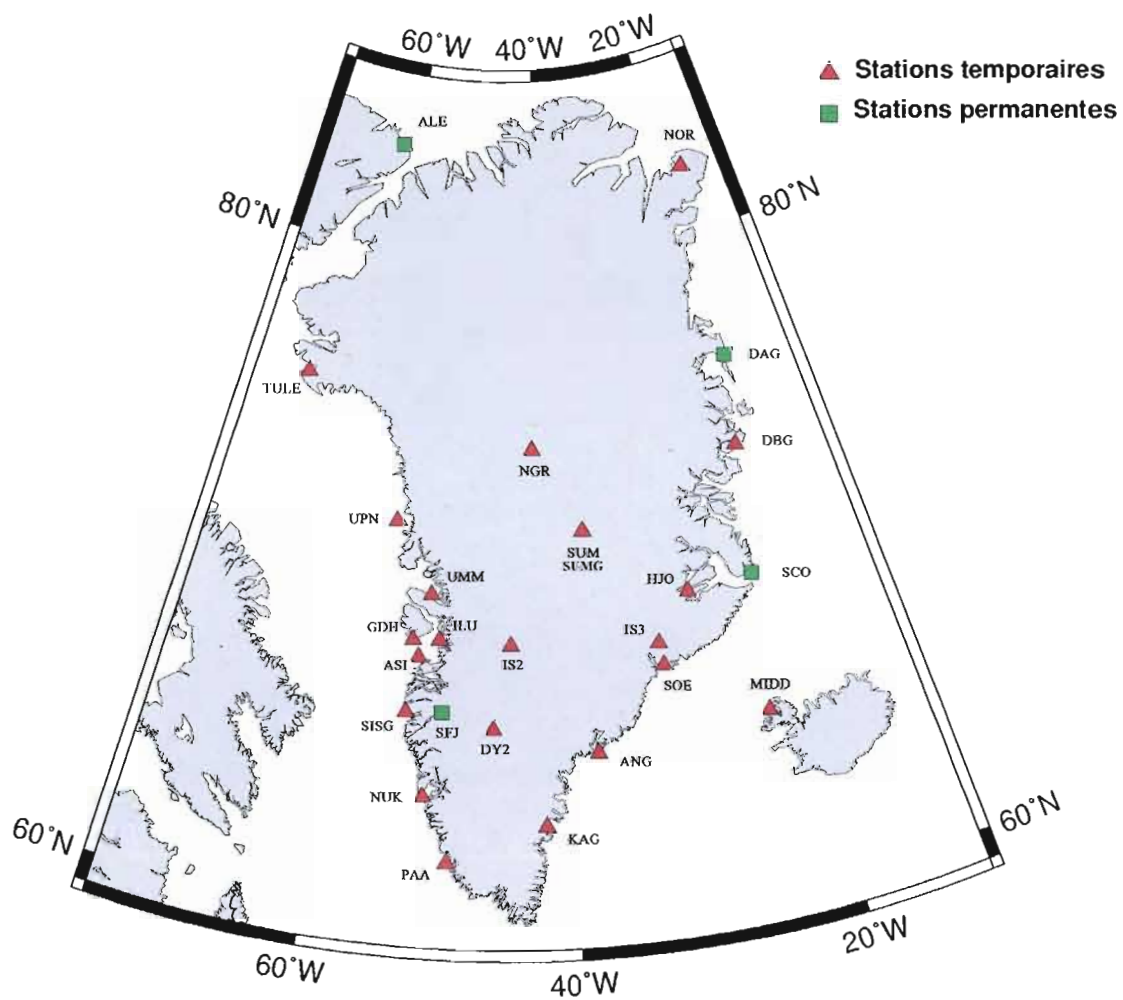


Figure 2.1 Localisation des stations sismiques utilisées.

Tableau 2.1

Tableau montrant les projets reliés à chaque station sismique utilisée. Les trois dernières colonnes présentent respectivement leur altitude, leur date d'entrée en fonction et les dates de fin d'enregistrement des instruments. Les dates sont indiquées en année / jour julien.

Stations	Localisation	Institution	Lat. (°)	Long. (°)	Altitude (m)	Début	Fin
ALE	Alert, Canada	IRIS	82,500	-62,350	0	1990/050	...
ANG	Tasiilaq	GLATIS/NEAT	65,616	-37,637	0	2000/034	...
ASI	Aasiaat	GLATIS II	68,706	-52,871	60	2004/131	2006/133
DAG	Danmarkshavn	GEUS/GEOFON	76,771	-18,655	23	1998/157	...
DBG	Daneborg	GLATIS/NEAT	74,308	-20,214	10	2000/104	2006/242
DY2	Camp Raven	GLATIS	66,474	-46,264	2110	2000/122	2000/251
GDH	Qeqertarsuaq	GLATIS	69,250	-53,533	23	2000/146	2001/079
HJO	Hjørnedal	NEAT	70,352	-28,164	40	2000/227	2001/011
ILU	Ilulissat	GLATIS II	69,217	-51,108	45	2004/134	2006/136
IS2	Icesheet	GLATIS	69,166	-44,736	2220	2000/129	2000/252
IS3	Icesheet	GLATIS	68,906	-31,540	2211	2000/188	2000/252
KAG	Kagssortoq	NEAT	63,249	-42,035	28	2000/233	2000/240
MIDD	Middalur, Islande	NEAT	66,123	-23,261	0	2001/177	2003/173
NGR	NorthGRIP	GLATIS	75,001	-42,315	2960	1999/159	2003/221
NOR	Station Nord	GEUS	81,600	-16,683	36	2002/241	...
NUK	Nuuk	GLATIS/NEAT	64,183	-51,736	0	2000/028	2003/275
PAA	Paamiut	GLATIS	61,991	-49,661	22	2000/029	2001/204
SCO	Ittoqqortoormiit	GEUS	70,483	-21,950	69	1999/001	2001/204
SFJ	Kangerlussuaq	GEUS/GEOFON	66,997	-50,616	80	1996/081	2005/032
SFJ2	Kangerlussuaq	GLATIS	66,967	-50,941	80	2000/001	2000/159
SFJD	Kangerlussuaq	GEOFON	66,996	-50,622	80	2005/032	...
SISG	Sisimiut	GLATIS II	66,937	-53,643	0	2006/173	...
SOE	Sødalen	NEAT	68,203	-31,377	150	2000/187	2001/208
SUM	Camp Summit	GLATIS	72,576	-38,454	3240	2000/001	2002/162
SUMG	Camp Summit	GLATIS	72,576	-38,454	3240	2002/152	...
TULE	Thule Air Base	GLATIS/GSC	76,537	-68,824	40	2000/271	...
UMM	Uummannaq	GLATIS II	70,677	-52,125	48	2004/132	2006/138
UPN	Upernavik	GLATIS/GSC	72,785	-56,141	30	1999/293	2000/333

... indique que la station sismique est toujours en fonction

Les réponses des instruments dépendent du type d'instrumentation installé à la station sismique. La majorité des stations situées sur le pourtour du Groenland, utilisent un STS-2 installé directement sur le substratum rocheux (Dahl-Jensen et al. 2003). Le STS-2 est un sismomètre à large bande permettant l'enregistrement d'une large gamme de fréquences (10^{-2} à 10^1 Hz). Les équipements aménagés sur l'inlandsis utilisent un numériseur REFTEK. Il est à noter que certaines stations sismiques ont utilisé un sismomètre CMG3T, également un instrument permettant un enregistrement à large bande, au début des années 2000 pour être remplacé vers la fin de 2001 par un STS-2. Les sismomètres et les numériseurs utilisés pour chaque station sont énumérés au tableau 2.2.

Afin de disposer de données utilisables provenant de ces 28 stations sismiques, une sélection de séismes sur le pourtour du Groenland a été effectuée. Les séismes retenus dans le cadre de cette étude sont détaillés dans la section qui suit.

2.2 Séismes retenus pour l'étude

Cette étude utilise un ensemble de données provenant de 373 séismes de magnitude 4,5 ou plus, dont 48 d'une magnitude supérieure à 5,5 (figure 2.2). Ces séismes sont situés en grande majorité sur la ride océanique médio-atlantique ou dans la partie nord du Nunavut au Canada. Nous avons choisi les séismes de façon à couvrir un maximum de surface au Groenland et de manière à ce que les distances séisme-station ne soient pas trop grandes. En effet, des séismes localisés à l'extérieur du pourtour du Groenland, auraient traversés des structures non souhaitables pour l'analyse de la région d'étude.

Les profondeurs des foyers des séismes retenus sont inférieures à 20 km afin que la source des temps d'arrivée de l'onde de groupe soit négligeable. En effet, selon Levshin et al. (1999), pour ce type d'étude, les effets dus à la source des séismes survenant à une profondeur de moins de 25 km peuvent être négligés.

La liste complète des séismes retenus pour cette étude peut être consultée à l'appendice A.

Tableau 2.2

Sismomètre et numériseur utilisés pour chaque station sismique. Certains instruments ont été changés au cours de la période d'acquisition des données.

Stations	Localisation	Institution	Sismomètre / numériseur
ALE	Alert, Canada	IRIS	Streckeisen STS-2 / ORION
ANG	Tasiilaq	GLATIS/NEAT	Streckeisen STS-2 / ORION
ASI	Aasiaat	GLATIS II	Streckeisen STS-2 / Reftek
DAG	Danmarkshavn	GEUS/GEOFON	Streckeisen STS-2 / Q380-U
DBG	Daneborg	GLATIS/NEAT	Streckeisen STS-2 / ORION
DY2	Camp Raven	GLATIS	Streckeisen STS-2 / Reftek
GDH	Qeqertarsuaq	GLATIS	Streckeisen STS-2 / Reftek
HJO	Hjørnedal	NEAT	Guralp 3T / Reftek (2000/08-2001/08) Guralp 3TD / Guralp (2001/08-...)
ILU	Ilulissat	GLATIS II	Guralp 3TD / Guralp
IS2	Icesheet	GLATIS	Streckeisen STS-2 / Reftek
IS3	Icesheet	GLATIS	Streckeisen STS-2 / Reftek
KAG	Kagssortoq	NEAT	Guralp 3T / Reftek (2000/08-2001/08) Guralp 3TD / Guralp (2001/08-...)
MIDD	Middalur, Islande	NEAT	Streckeisen STS-2 / Reftek
NGR	NorthGRIP	GLATIS	Streckeisen STS-2 / Reftek
NOR	Station Nord	GLATIS	Streckeisen STS-2 / ORION
NUK	Nuuk	GLATIS/NEAT	Streckeisen STS-2 / ORION
PAA	Paamiut	GLATIS	Streckeisen STS-2 / Reftek
SCO	Ittoqqortoormiit	GEUS	Streckeisen STS-2 / HRD24 24-bit
SFJ	Kangerlussuaq	GEUS/GEOFON	Streckeisen STS-1 / Q380-U
SFJ2	Kangerlussuaq	GLATIS	Guralp 3TD / Guralp
SFJD	Kangerlussuaq	GEOFON	Streckeisen STS-2 / Reftek
SISG	Sisimiut	GLATIS II	Guralp 3TD / Guralp
SOE	Sødalen	NEAT	Guralp 3T / Reftek (2000/08-2001/08) Guralp 3TD / Guralp (2001/08-...)
SUM	Camp Summit	GLATIS	Streckeisen STS-2 / Reftek
SUMG	Camp Summit	GLATIS	Streckeisen STS-2 / Reftek
TULE	Thule Air Base	GLATIS/GSC	CMG-40T / ORION (1999/10-2000/07) Streckeisen STS-2 / Reftek (2000/07-...)
UMM	Uummannaq	GLATIS II	Streckeisen STS-2 / Reftek
UPN	Upernavik	GLATIS/GSC	CMG-40T / ORION (1999/10-2000/07) Streckeisen STS-2 / Reftek (2000/07-...)

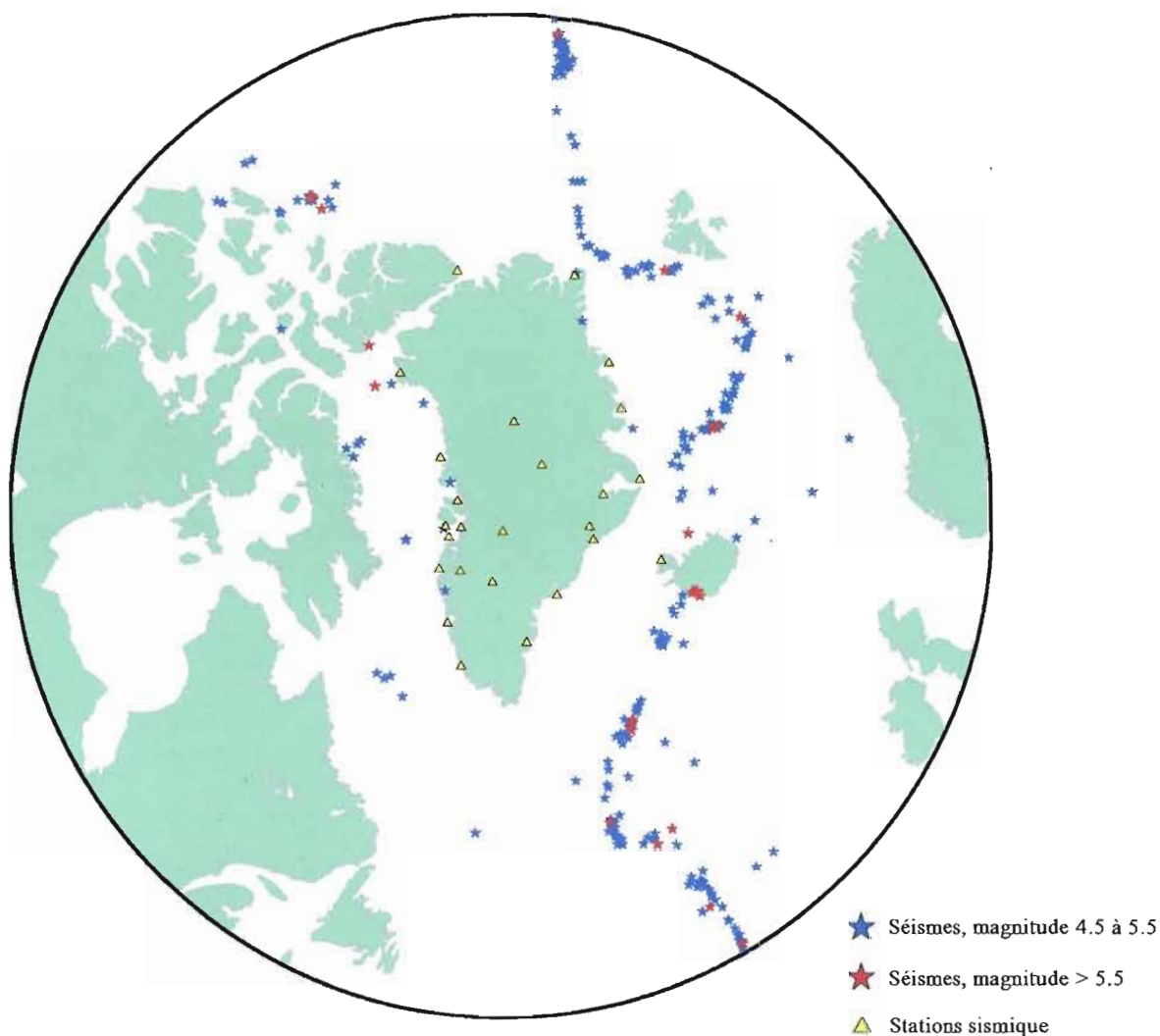


Figure 2.2 Localisation et magnitude des séismes retenus pour notre étude.

2.3 Traitement des données et sismogrammes

Nous avons utilisé des données continues recueillies sur 11 années (1999 à 2009) provenant des 28 stations sismiques permanentes et temporaires mentionnés précédemment. Près de 3200 données provenant des composantes verticales des sismogrammes ont été analysées afin d'évaluer la qualité d'enregistrement du séisme sélectionné.

La première étape consiste à inspecter visuellement chaque sismogramme à l'état brut afin d'éviter la sélection de données contenant trop de bruits sismiques. Donc, toutes les données ont été examinées pour déterminer la qualité des enregistrements et s'assurer que le rapport signal sur bruit était raisonnablement élevé. Les figures 2.3 et 2.4 montrent de mauvais et de bons exemples, respectivement, de composantes verticales des sismogrammes contrôlés pour la qualité de leur enregistrement pour un séisme donné.

L'information des réponses des différents instruments (tableau 2.2) a été utilisée pour fins de corrections des données. Ces dernières ont été normalisées à une donnée échantillonnée par seconde. Afin de rehausser le signal des ondes de surface, un filtre passe-bande de type 'butterworth' de 0.01 Hz à 0.1 Hz à phase nulle a été appliqué aux données.

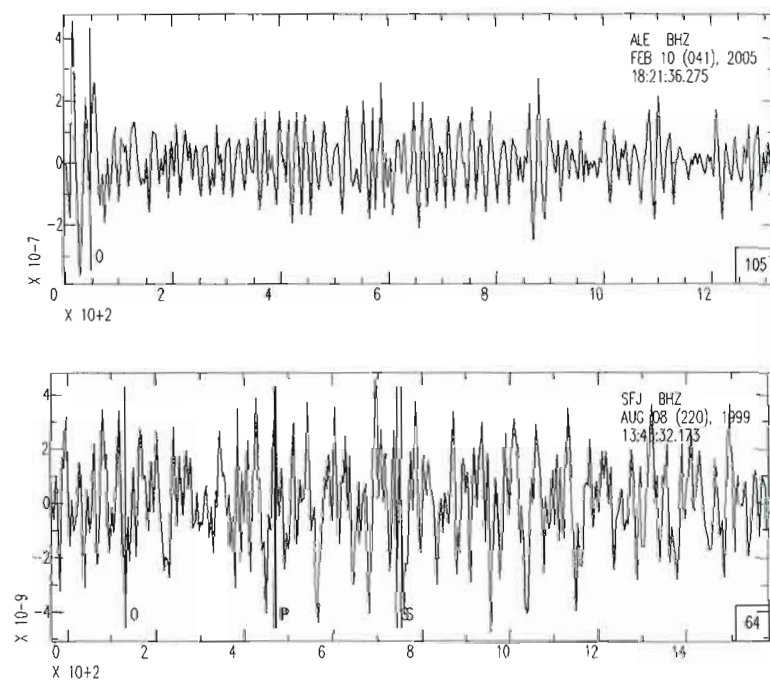


Figure 2.3 Exemple de données brutes de composantes de sismogrammes examinées qui n'ont pas été retenues pour l'analyse en filtrage multiple en raison du ratio signal/bruit trop faible dans la séquence temporelle sélectionnée. Ces données proviennent des stations ALE et SJF. Le 0 sur le sismogramme indique le temps d'origine des séismes. P indique l'arrivée des ondes de compression et S l'arrivée des ondes de cisaillement. L'axe des X représente le temps en secondes tandis que l'axe des Y montre l'amplitude du signal reçue.

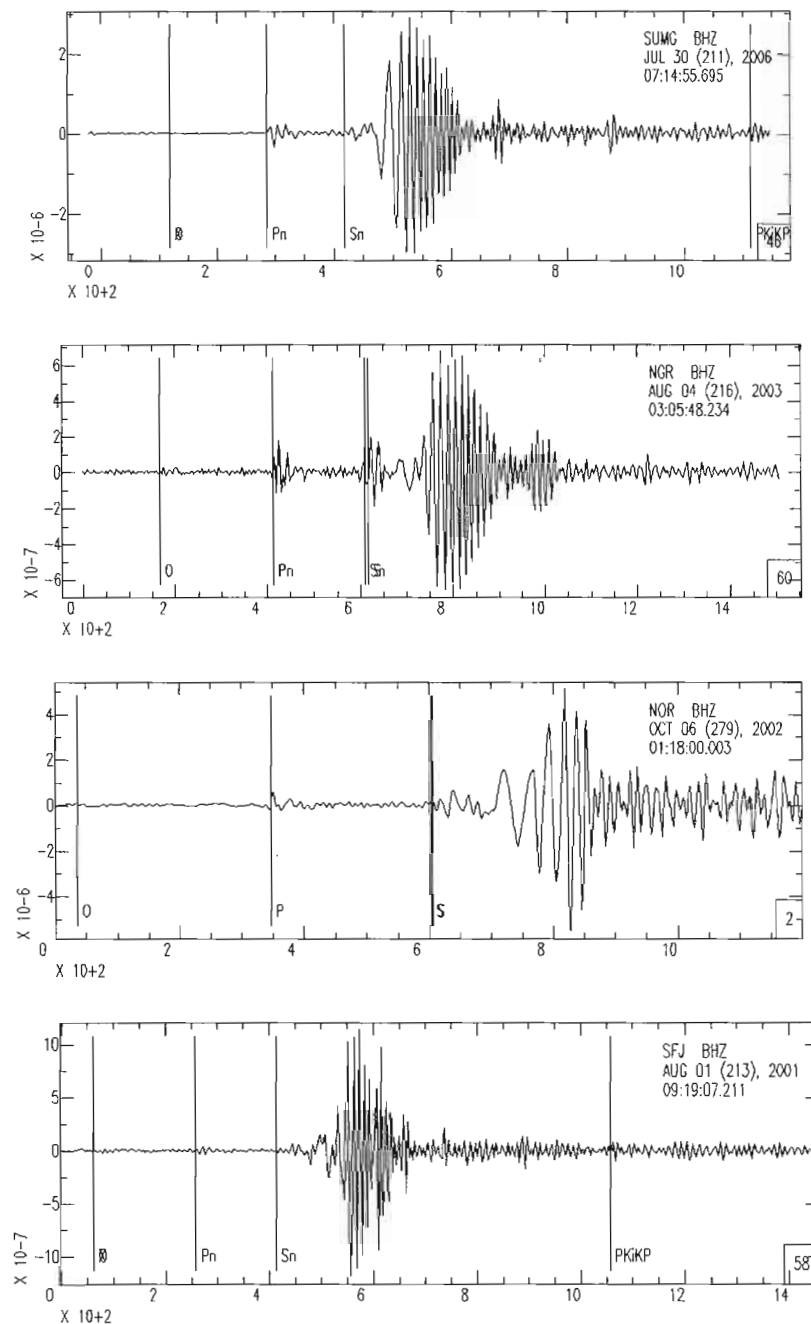


Figure 2.4 Exemple de données brutes de composantes de sismogrammes examinées qui ont été retenues pour l'analyse en filtrage multiple. Les données provenant des stations SUMG, NGR, NOR et SFJ. Le 0 sur le sismogramme indique le temps d'origine des séismes. P indique l'arrivée des ondes de compression et S l'arrivée des ondes de cisaillement. L'arrivée des ondes de Rayleigh est subséquente à l'onde de cisaillement. L'axe des X représente le temps en secondes tandis que l'axe des Y montre l'amplitude du signal reçu.

CHAPITRE III

MÉTHODES ANALYTIQUES ET NUMÉRIQUES

3.1 Analyse en filtrage multiple

Développé par Dziewonski et al. (1969), l'analyse en filtrage multiple est la méthode la plus utilisée actuellement par les géophysiciens pour obtenir des courbes de dispersion des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh.

Cette méthode consiste en un filtrage dans le domaine fréquentiel par multiplication du spectre du signal sismique initial par des filtres gaussiens successifs de fréquence centrale ω_0 variable et de largeur de bande B . Cette opération a pour but de sélectionner les ondes sismiques autour des différentes fréquences centrales des filtres gaussiens. L'enveloppe du signal filtré est ensuite calculée en prenant le module du signal filtré. Les temps d'arrivée du maximum de l'enveloppe du signal filtré sont retenus.

Comme mentionné à l'équation (6), la vitesse de groupe est la vitesse à laquelle un paquet d'onde se propage, soit $U = \partial\omega / \partial k$. En d'autres termes, le signal (filtré dans le domaine fréquentiel dans une plage de fréquence spécifique) et le temps de l'énergie maximale sont mesurés. Ces paramètres sont ensuite convertis en vitesses de groupe en divisant la distance entre le séisme et la station sismique par le temps de parcours de l'énergie maximale. La forme mathématique de filtres multiples utilisée par Dziewonski et al. (1969) se définit comme suit, pour une plage de fréquence ayant une fréquence centrale de ω_n pour une n^e colonne,

$$H_n(\omega) = e^{-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n} \right)^2} \quad (7)$$

Le paramètre α contrôle la largeur de fenêtre, c'est-à-dire la largeur du domaine fréquentiel analysée. Levshin et al. (1972) ont proposé que la valeur optimale pour α suivant la loi de modulation $\omega(t)$ soit

$$\alpha_{\text{optimale}} = \frac{\omega^2(t)}{2 \left| \frac{d\omega}{dt} \right|} \quad (8)$$

Si la partie inférieure de la fréquence angulaire limite ($\omega_{i,n}$), de même que la partie supérieure de la fréquence limite ($\omega_{s,n}$) du filtre utilisé sont connues, le paramètre α peut donc être obtenu à partir de ces limites. La valeur BAND, défini par Dziewonski et al. (1969) comme étant la largeur de bande relative, peut être définie par la relation suivante

$$BAND = 1 - \frac{\omega_{i,n}}{\omega_n} = \frac{\omega_{s,n}}{\omega_n} - 1 \quad (9)$$

et

$$\beta = \ln \frac{H_n(\omega_n)}{H_n(\omega_{i,n})} = \ln \frac{H_n(\omega_n)}{H_n(\omega_{s,n})} \quad (10)$$

où β est défini comme étant le paramètre d'amortissement du filtre en question. En combinant les équations (9) et (10), on obtient

$$\alpha = \frac{\beta}{BAND^2} \quad (11)$$

On peut souligner plusieurs aspects importants de la technique d'analyse en filtrage multiple selon Hermann et Ammon (2002). Les effets de la source du signal sismique sur le temps de propagation du groupe d'ondes ne peuvent être éliminés en utilisant un seul sismogramme. Levshin (1989) recommande d'associer la fréquence instantanée avec le temps d'arrivée du groupe d'ondes. On peut donc associer les temps d'arrivée du groupe d'ondes au paramètre α .

Ce paramètre α a été sélectionné selon la distance de la source au récepteur, soit la station sismique. Le tableau 3.1 indique les valeurs du paramètre α en fonction de la distance tel que recommandé par Levshin et al. (1989). Dans le cadre de cette étude, la distance station-séisme n'a pas excédée 4000 km.

Tableau 3.1
Valeur du paramètre α en fonction de la distance station-séisme
recommandé par Hermann et al. (2002).

Distance de la source (km)	Paramètre α
500	12,5
1000	25
2000	50
4000	100

Le choix du paramètre α est d'une grande importance. Ce paramètre modifie grandement les courbes de dispersion et donc les vitesses de groupe obtenues à l'aide de l'analyse en filtrage multiple. La totalité des résultats présentés dans le cadre de ce mémoire dépendent des vitesses de groupe.

Nous avons donc effectués quelques tests afin d'évaluer le pourcentage de différence dépendamment de la valeur du paramètre α utilisé. Une différence jusqu'à 5 % dans les vitesses de groupe a été notée lorsque le paramètre utilisé était trop bas, impliquant une perte d'information. Par conséquent, nous avons suivi les recommandations d'Hermann (2002) pour une gamme de période de 4 à 100 secondes.

L'utilisation des paramètres du tableau 3.1 s'avérait problématique pour des distances élevées, entre 2000 et 4000 km. Par conséquent, un paramètre de $\alpha=50$ a été utilisé pour des distances plus grandes que 2000 km.

La figure 3.1 montre des exemples de filtrages avec différents paramètres α . Ce séisme, enregistré à la station NGR, est situé à 1042 km de la station. On peut noter la perte d'information sur les vitesses de groupe lorsque le paramètre α est trop grand (50).

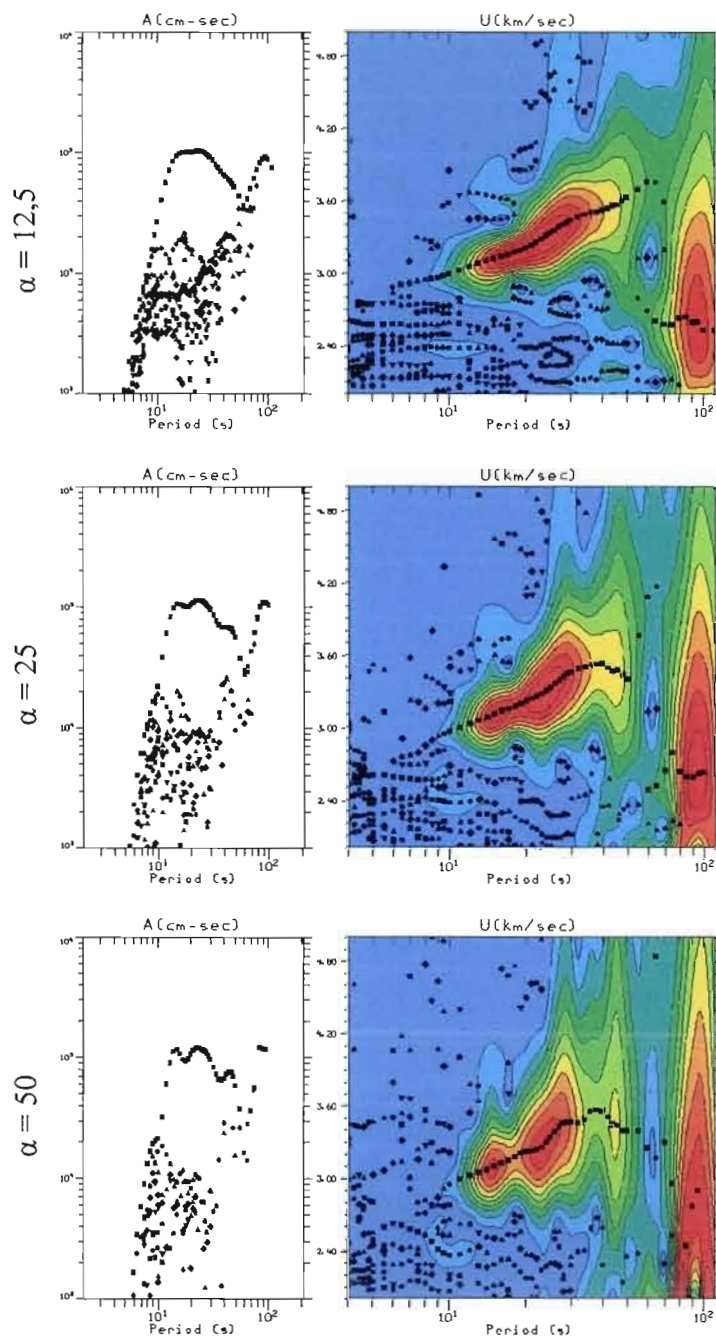


Figure 3.1 Exemple de l'analyse en filtrage multiple pour les mêmes données avec différents paramètres alpha. Données enregistrées par la station NGR d'un séisme situé à 1.042 km.

Dans cette étude, l'analyse en filtrage multiple a été appliquée pour des périodes de 4 à 120 secondes. Des exemples et les résultats des courbes de dispersion de vitesses de groupe obtenues sont présentés au chapitre suivant.

3.2 Inversion tomographique pour l'obtention des cartes de vitesses de groupe

À partir des courbes de dispersion des vitesses de groupe, une inversion tomographique est réalisée afin d'obtenir des cartes de vitesses de groupe pour différentes périodes. Nous avons utilisé un code d'inversion tomographique développé par Lebedev & Van der Hilst (2008).

Chaque courbe de dispersion est fonction de la structure du sous-sol dans la région entre le séisme et la station. Les mesures de vitesses de groupe sont utilisées pour trouver la déviation de ces dernières par rapport à une moyenne régionale (Darbyshire & Lebedev, 2009). L'équation suivante montre la relation de la variation de la vitesse de groupe et son incertitude entre le séisme et la station :

$$\int_0^\omega \int_\phi K_i(\omega, \theta, \phi) \delta U(\omega, \theta, \phi) \cdot d\phi \cdot d\theta = \delta U_i(\omega) \pm \Delta U_i(\omega) \quad (12)$$

Dans l'équation (33), θ, ϕ sont les coordonnées sphériques, $\delta U(\omega, \theta, \phi)$ est la variation de vitesse de groupe pour une coordonnée (θ, ϕ) et une fréquence ω , $\delta U_i(\omega) \pm \Delta U_i(\omega)$ est l'anomalie de vitesse de groupe entre le séisme et la station sismique ainsi que son incertitude. Le noyau, $K_i(\omega, \theta, \phi)$, définit la région de sensibilité pour laquelle chaque paire de séisme-station est analysée. Pour la présente étude, nous avons utilisé une région de sensibilité ayant une largeur nulle, soit une trajectoire ligne entre le séisme et la station sismique.

Pour chaque période sélectionnée, l'équation (12) a été combinée à chaque mesure de courbes de dispersion fiable obtenue lors des analyses en filtrage multiple de la section précédente. Les systèmes d'équations linéaires ainsi obtenus sont résolus, et ce, en utilisant la méthode d'inversion des moindres carrés avec lissage et amortissement latéraux (Paige & Saunders, 1982).

Toujours en suivant la méthode développée par Lebedev & Van der Hilst (2008), la région de sensibilité décrite plus haut, $K(\theta, \phi)$, est évaluée à des points contenus dans une grille d'intégration ayant un espacement de 40 km entre chaque point. La grille du modèle est construite selon le même patron que la grille d'intégration, avec des points plus espacés. Dans le cadre de cette étude, nous avons choisi une grille pour l'inversion tomographique contenant des points espacés de 200 km. En effet, une distance plus courte implique une meilleure réduction de la variance et une augmentation de la résolution (détails) des cartes de vitesses de groupe. Par contre, la résolution de ces structures peut dépasser la résolution du modèle et donc devenir des artéfacts. D'un autre côté, un espacement trop grand entre les points produit des cartes tomographiques avec un lissage trop élevé, impliquant ainsi une perte d'informations au niveau des structures (Darbyshire & Lebedev, 2009).

À partir des paramètres décrits dans les paragraphes précédents, nous procédons à l'inversion des courbes de dispersion station-séisme pour obtenir des cartes de variations isotropiques des vitesses de groupe. L'anisotropie n'est pas considérée dans cette étude.

3.3. Inversion des courbes de dispersion pour l'obtention de modèle de vitesses d'ondes de cisaillement.

À partir des cartes de vitesses de groupe, des courbes de dispersion sont extirpées pour les points de la grille du modèle. De ces courbes de dispersion unidimensionnelles, un processus d'inversion est utilisé, avec un modèle de vitesse initial, afin de dégager un modèle de vitesse d'ondes de cisaillement en fonction de la profondeur.

Le programme utilisé est celui développé par Hermann (2002) qui emploie l'inversion des moindres carrés de façon itérative. L'inversion est utilisée pour déterminer les paramètres du modèle. Pour ce faire, nous assumons un système linéaire où les données sont des fonctions linéaires des paramètres du modèle. L'objectif de la méthode des moindres carrés est de minimiser la somme des carrés des différences ou des erreurs entre le modèle et les observations. La démarche utilisée est celle présentée par Lines & Treitel (1984) dans leur révision de la méthode d'inversion des moindres carrés pour des applications géophysiques.

Dans la présente étude, nous définissons les observations, soit les vitesses de groupe obtenus des cartes tomographiques, comme un vecteur colonne ayant une période i :

$$U^{obs} = [U_1^{obs}, U_2^{obs}, \dots, U_i^{obs}] \quad (13)$$

Les vitesses de groupe obtenues à partir du modèle sont définies également comme un vecteur colonne :

$$U^{mod} = [U_1^{mod}, U_2^{mod}, \dots, U_i^{mod}] \quad (14)$$

Finalement, le modèle initial est construit comme une fonction de vitesses d'ondes de cisaillement pour chaque couche (n) du modèle.

$$V = [V_1, V_2, \dots, V_n] \quad (15)$$

L'approche mathématique consiste en une estimation initiale du modèle et de la réponse du modèle, symbolisé par V_{j0} pour le modèle initial où $j=1\dots n$, et U_0^{mod} pour la réponse du modèle.

En utilisant l'inversion des moindres carrés, le programme d'Hermann produit un modèle de vitesse V à partir de paramètre initiaux comme les vitesses de groupe observé (U^{obs}), des vitesses de groupe obtenues à partir du modèle initial (U_0^{mod}) et enfin, un modèle de vitesse initial d'onde de cisaillement (V_{ij}).

Cette technique présente quelques inconvénients. Entre autre, l'inversion itérative est assez sensible à la précision du modèle initial. En conséquence, ce dernier peut aboutir des modèles finaux non satisfaisante tandis qu'un modèle initial trop précis risque de rendre le processus peu robuste. Le choix de l'initialisation des caractéristiques estimées est aussi important. En effet, ces algorithmes d'optimisation recherchent des minima, et il arrive que le résultat soit un minimum local et non global. Cependant, l'inversion itérative est présentée comme une méthode très efficace et précise lorsque correctement mise en œuvre.

Le temps de traitement est relativement rapide et permet donc une analyse d'une quantité importante de données dans un court laps de temps. Cet avantage est utilisé dans cette étude compte tenu de la quantité importante de données analysées.

CHAPITRE IV

RÉSULTATS

4.1 Courbes de dispersion des vitesses de groupe

Le programme d'Hermann (2002) a été utilisé pour l'analyse en filtrage multiple décrite aux sections 3.1 et 3.2 du chapitre précédent.

Des courbes de dispersion de vitesse de groupe fiables ont été obtenues pour des périodes variant entre 8 et 85 secondes. L'analyse en filtrage multiple a été appliquée au mode fondamental des composantes verticales pour des trajectoires séisme-station. Dans certains cas, plusieurs séismes ont été analysés pour une trajectoire similaires afin d'obtenir un maximum de données couvrant le Groenland. Dans le cas échéant, une moyenne des vitesses de groupe pour chaque période a été calculée pour chaque trajectoire. Les courbes de dispersion présentant des résultats aberrants n'ont pas été retenues. Les vitesses de groupe pour une période fixe, obtenues de trajectoires similaires, sont généralement très proches, indiquant par le fait même que ces données sont d'une bonne fiabilité. Un total de 3200 analyses a été effectué et 1950 courbes de dispersion jugées fiables ont été retenues pour l'ensemble des données.

Des exemples de courbes de dispersion sont présentés aux figures 4.1 et 4.2. Les vitesses de groupe ont été sélectionnées manuellement pour chaque analyse en filtrage multiple. Pour ce faire, chaque point sur l'affichage de sortie du programme d'Hermann (figure 4.1), jugé fiable par l'utilisateur, est choisi pour ensuite être vérifié à l'aide la fonction 'match' du programme précité. Sur la portion de gauche des objets de la figure 4.1, le spectre d'amplitude est donné en fonction de la période. Pour les courbes de dispersion, les vitesses de groupe (en y) sont représentées en fonction de leur période correspondante (en x). Le jeu

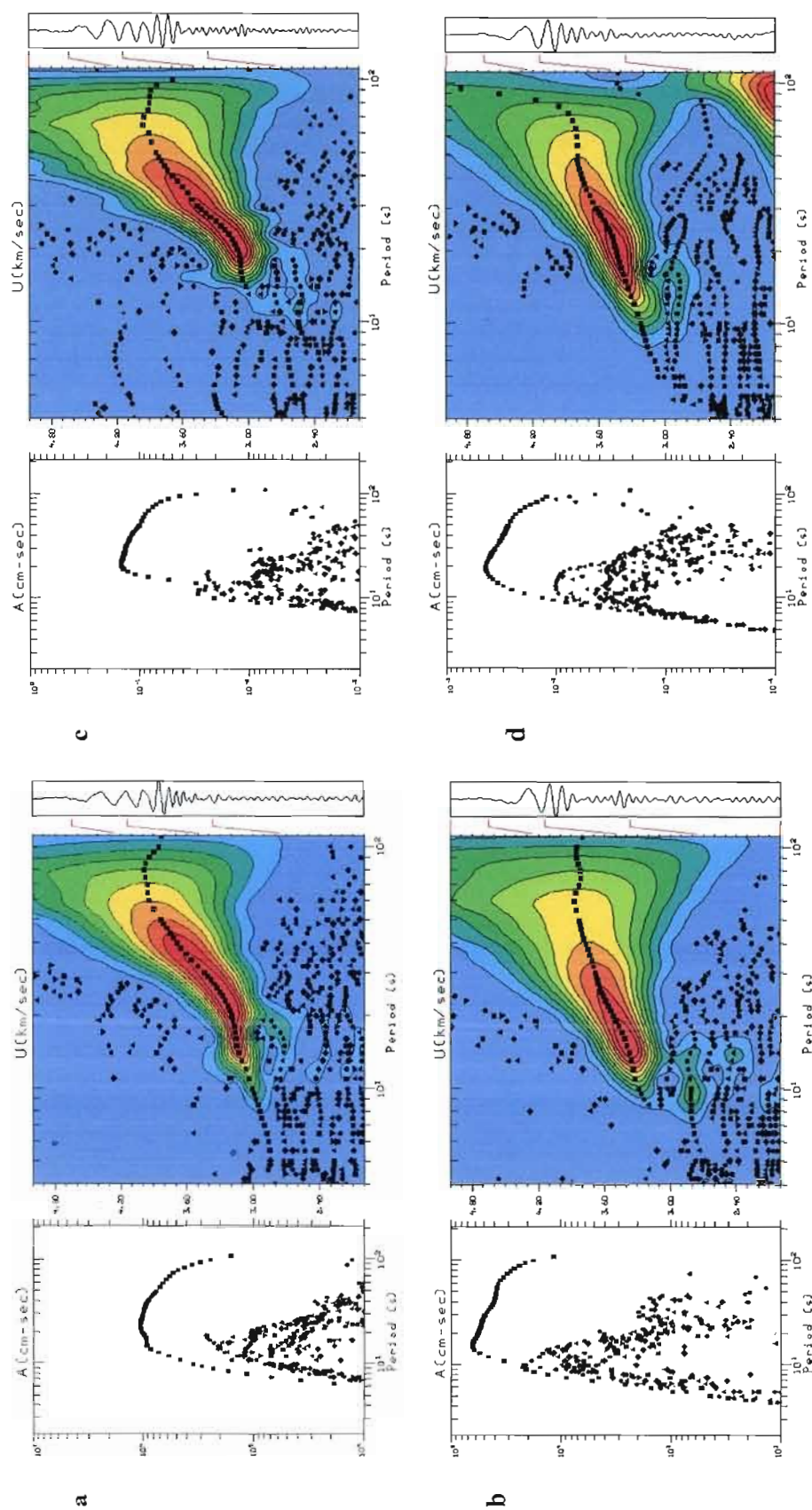


Figure 4.1 Affichage de sortie du programme d'Hermann (2002) des analyses en filtrage multiple. Les vitesses de groupe (km/s) sont sur l'axe des ordonnées en tandis que la période (s) est sur l'axe des abscisses. Le jeu de couleur indique l'amplitude du signal, le rouge étant de plus forte amplitude, le spectre étant présenté à gauche des figures. (a) Données provenant d'un séisme situé en Islande à 2087 km de distance enregistrées par la station PAA. (b) Données provenant d'un séisme situé au sud-ouest de l'Islande à 1234 km de distance enregistrées par la station UPN. (c) Données provenant d'un séisme situé au sud de l'île de Svalbard à 1954 km de distance enregistrées par la station NUK. (d) Données enregistrées par la station Groenland à 1239 km de distance enregistrées par la station NUK.

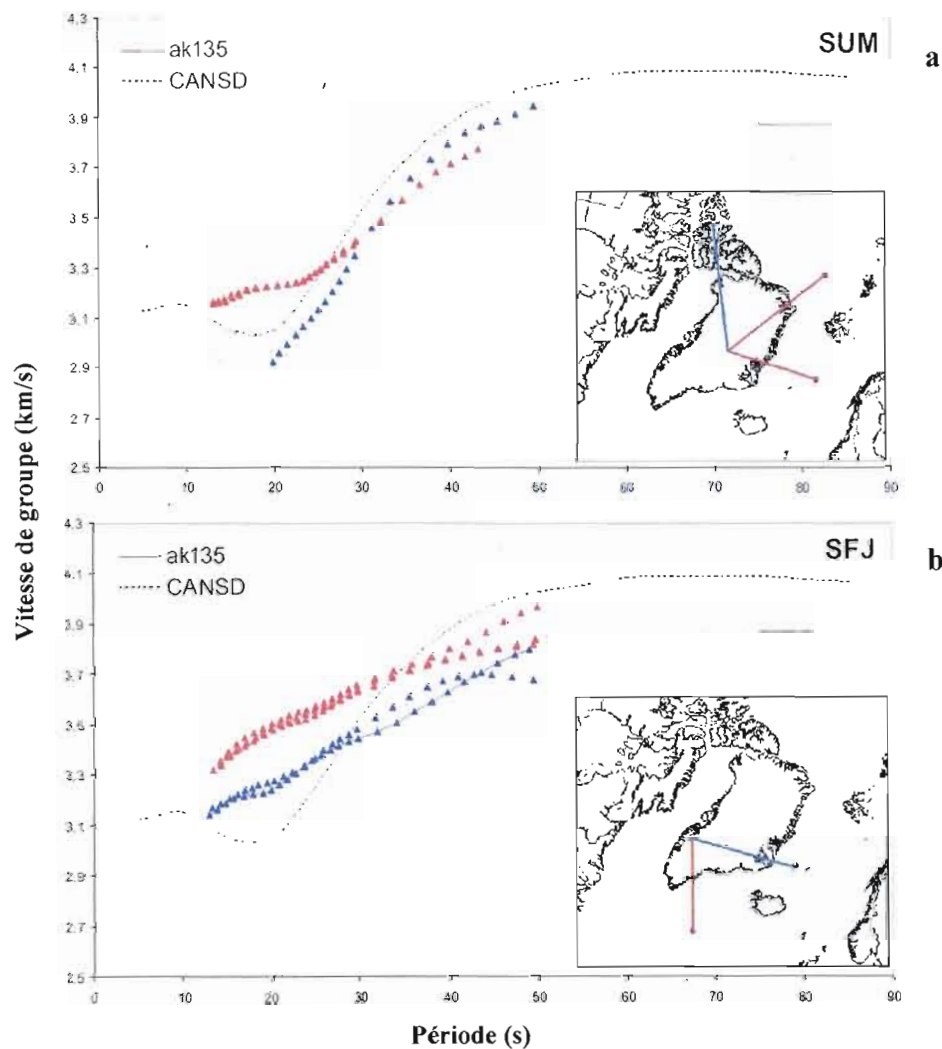


Figure 4.2 Comparaison entre des courbes de dispersion et les modèles de référence CANSD (Brune & Dorman, 1963) et ak135 (Kennett et al. 1995). Chaque courbe (point en triangle) correspond aux données provenant d'un séisme (a) 3 courbes de différentes trajectoires enregistrées à la station SUM au centre du Groenland (b) 4 courbes avec 2 trajectoires distinctes au centre et au sud du Groenland.

de couleur indique l'amplitude du signal, le rouge étant la plus forte amplitude. Enfin, sur la portion de droite des objets, on peut voir la composante verticale du sismogramme analysée et modifiée du signal original (section 2.3).

Les courbes de dispersion obtenues diffèrent grandement selon la localisation des trajectoires car ces dernières échantillonnent soit la croûte océanique ou la croûte continentale sur une distance sisme-station. On peut noter sur la figure 4.2a que les trajectoires en rouge présentent des vitesses de groupe élevées pour les périodes plus courtes, ces dernières échantillonnant une profondeur moindre, soit la croûte océanique. Également, il est à noter que les deux courbes présentes sur cette figure, échantillonnant différentes régions océaniques et continentales, donnent sensiblement les mêmes vitesses de groupe pour les basses périodes (de 10 à 30 secondes).

Pour des trajectoires uniquement continentales, comme celle en bleu de la figure 4.2a, on remarque une ressemblance avec le modèle de référence ak135 (Kennett et al. 1995) pour la croûte continentale.

La figure 4.2b illustre une comparaison effectuée entre deux trajectoires parcourant deux régions distinctes au Groenland, et ce dans le but d'identifier d'éventuelles différences au niveau de la croûte continentale. La courbe de dispersion au sud (rouge) indique des vitesses de groupe plus élevées que celle (bleu) localisée dans la partie centrale. Cette observation est un argument en faveur d'une épaisseur de croûte plus élevée dans la région centrale comparativement au sud. Par contre, la portion océanique échantillonnée par la trajectoire sud étant plus grande, on doit rester prudent dans l'interprétation de ce résultat.

Afin de corroborer ces informations, la production de cartes tomographiques de vitesse de groupe s'avère nécessaire pour extraire des courbes de dispersion unidimensionnelles en différent point au Groenland.

4.2 Inversion tomographique pour l'obtention de cartes de vitesses de groupe

Les courbes de dispersion obtenues à la section précédente, soit un total de 1950, ont ensuite été utilisées comme données d'entrée pour l'inversion tomographique décrite à la section 3.4 du chapitre précédent.

4.2.1 Grille de points et trajectoires pour l'inversion tomographique

La grille des points utilisée pour le calcul des vitesses de groupe est montrée à la figure 4.3 ci-dessous. Un espacement de 200 km entre chaque point a été pris, considérant l'étude à l'échelle continentale et les résultats des tests de résolution effectués (section 4.2.3). Nous avons définis une grille d'intégration avec un espacement de 40 km entre les points.

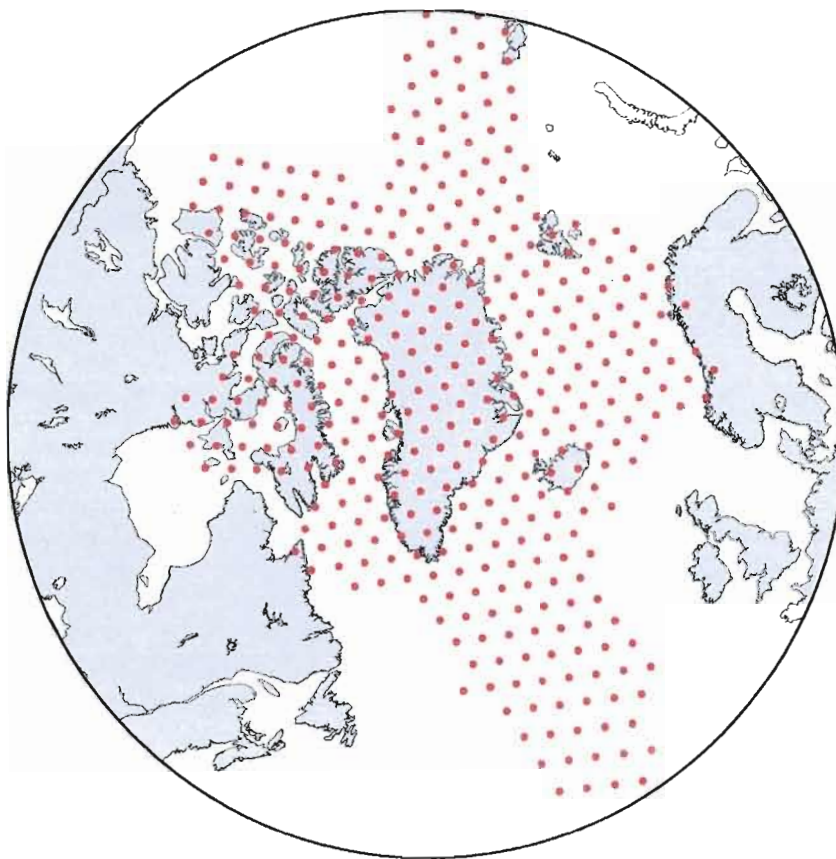


Figure 4.3 Grille de points utilisée pour l'inversion tomographique pour l'obtention des vitesses de groupe.

La figure 4.4 montre la couverture des trajectoires pour la période de 25 secondes. La densité de trajectoires la plus élevée se situe dans la partie nord-est du Groenland due à la quantité importante de séismes retenus sur cette portion de la ride médio-atlantique. Les régions de plus faible densité se trouvent dans les parties nord-ouest et sud-ouest à cause de

la faible quantité de séismes répertoriés dans le nord-canadien entre 1999 et 2009. La figure 4.5 illustre le nombre de trajectoires retenu en fonction de la période.

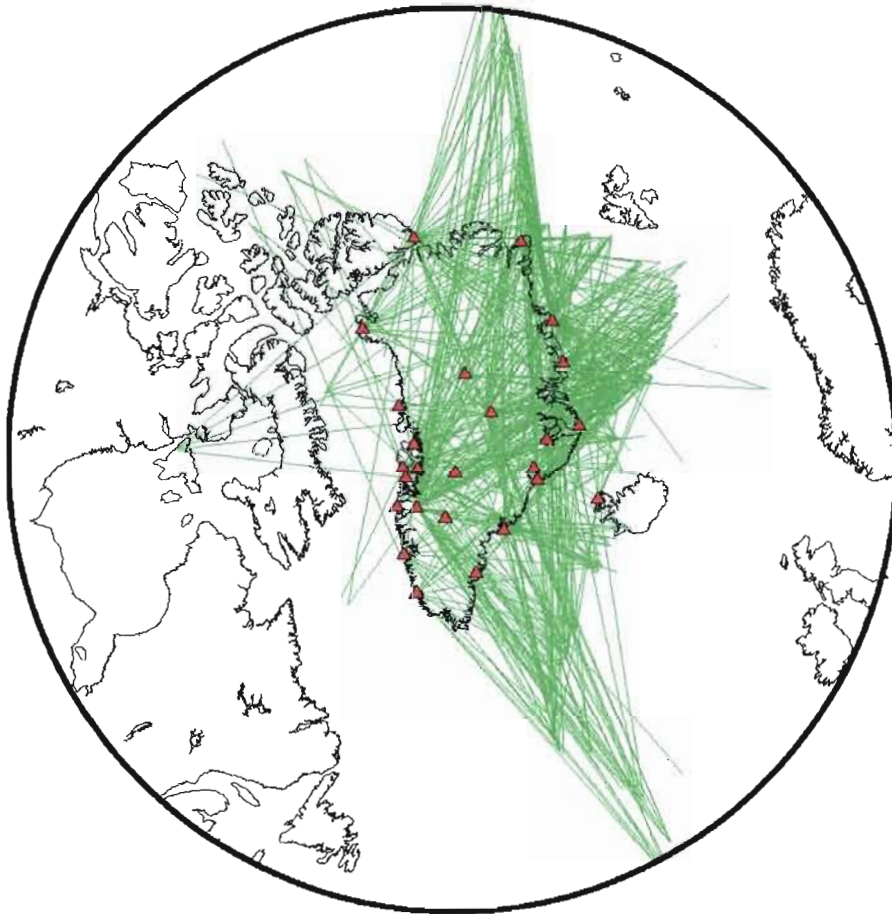


Figure 4.4 Trajectoires utilisées pour l'inversion tomographique pour l'obtention des vitesses de groupe à une période de 25 secondes.

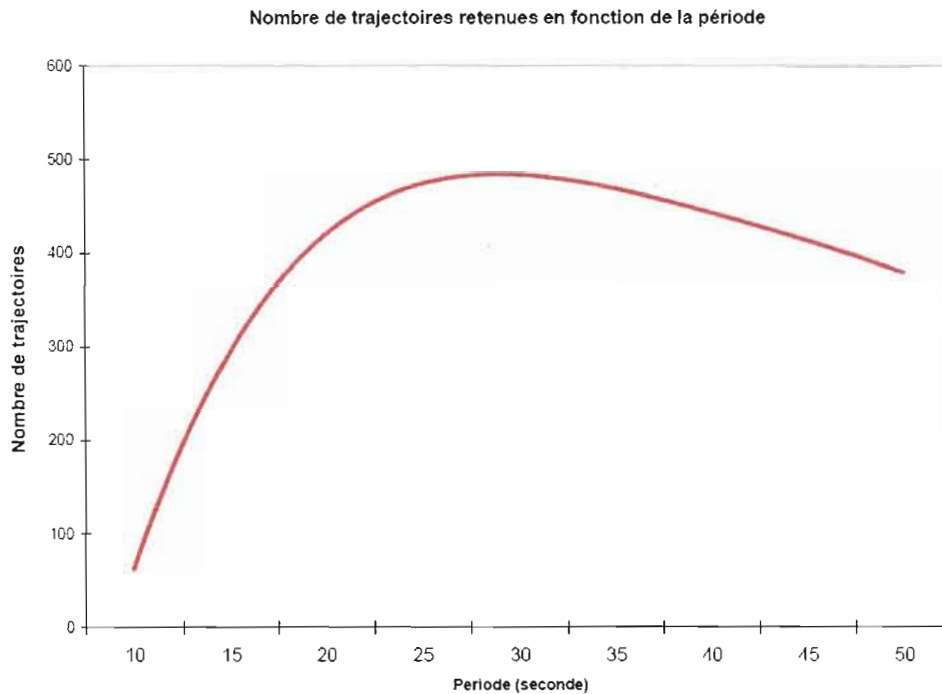


Figure 4.5 Nombre de trajectoires retenues en fonction de la période.

4.2.2 Lissage et amortissement

Avant de procéder à l'inversion, plusieurs tests ont été effectués afin de définir les valeurs de lissage et d'amortissement optimales pour l'inversion tomographique. La première étape consiste à attribuer des valeurs très petites pour ces paramètres. Ce procédé permet de repérer et ensuite d'exclure les données qui ne peuvent être expliquées par le modèle, soit une observation aberrante d'un point de grille par rapport aux points contigus. Pour ce faire, nous procédons à une comparaison des données synthétiques du modèle avec les données mesurées. Lors de cette démarche, un total de 11 % des données a été exclu de l'inversion.

Après plusieurs tests avec différentes valeurs de lissage et d'amortissement, dont un exemple est illustré à la figure 4.6, nous avons choisi des valeurs intermédiaires de lissage, permettant ainsi de dégager les structures géologiques voulues par l'étude. Une valeur de lissage trop élevée résulte en la perte d'information tandis qu'une valeur trop faible implique que les erreurs, entre chaque point, prennent le dessus sur les structures observables.

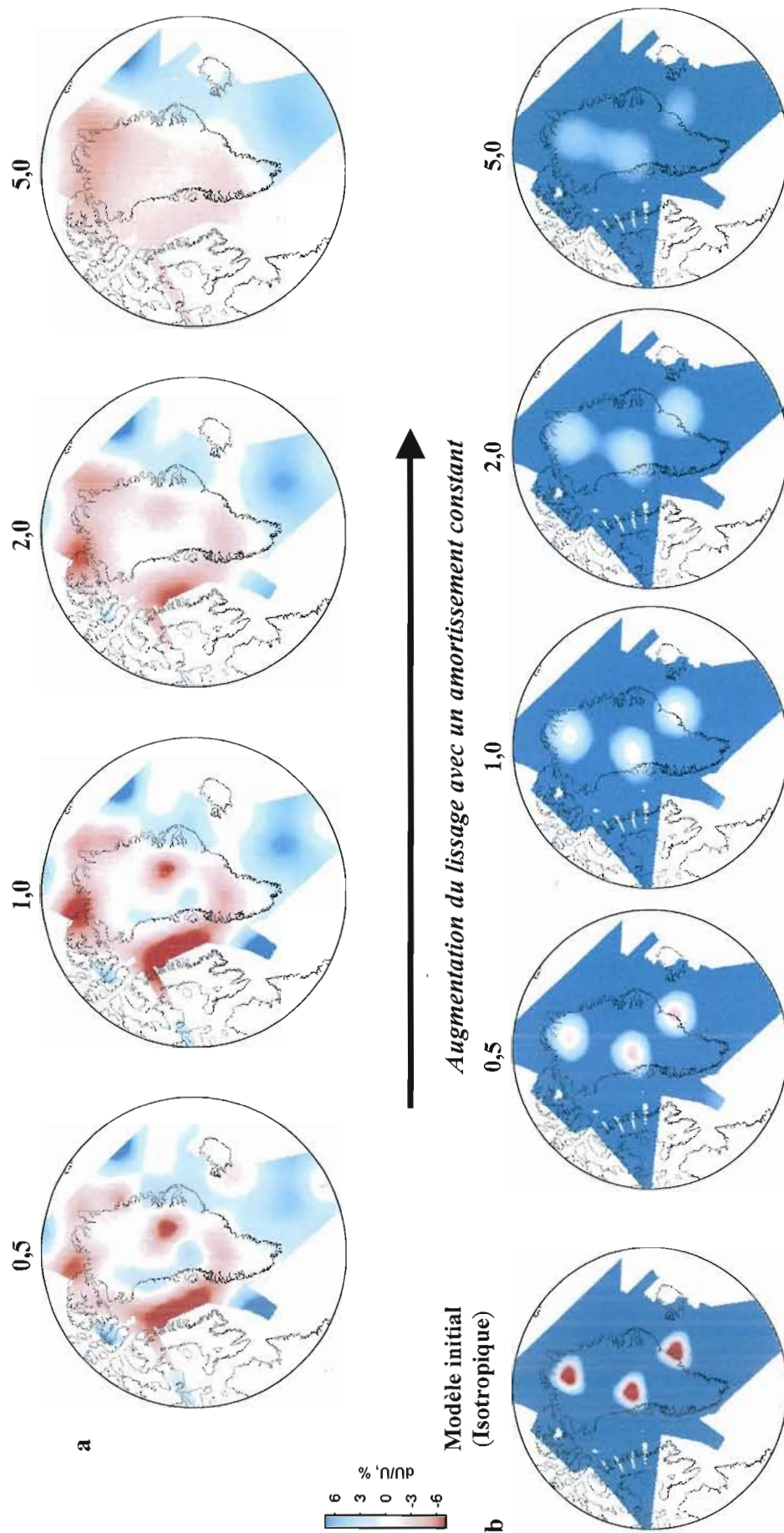


Figure 4.6 Tests effectués pour le paramètre du lissage (haut des figures) avec amortissement constant (a) Effet de l'augmentation du lissage sur la carte tomographique des vitesses de groupe pour la période de 40 secondes. (b) sur les modèles récupérés pour un test de type « modèle en damier » avec 3 anomalies de vitesse négative.

La figure 4.6 montre l'effet de l'augmentation du lissage avec un amortissement constant. Sur la carte tomographique des vitesses de groupe pour la période de 40 secondes (figure 4.6a), la résolution diminue en augmentant le lissage jusqu'à disparaître complètement avec un lissage trop élevé. D'un autre côté, l'attribution d'un lissage trop faible comme paramètre d'inversion implique que le gradient de vitesse est trop raide, ce qui peut produire des artefacts au niveau des anomalies de vitesses des modèles. Sur la figure 4.6b, on peut apercevoir le même phénomène au niveau des modèles synthétiques générés. Les anomalies de vitesses négatives créées sont d'environ 400 km de diamètre et se confondent lorsque la valeur du lissage est trop grande.

Nous avons choisi des valeurs intermédiaires, soit un gradient d'amortissement de 0.5 et un lissage de 1, afin d'obtenir des cartes de vitesses de groupe dégageant des structures avec une résolution moyenne.

4.2.3 Test de résolution

Pour définir les caractéristiques des structures observables sur les cartes tomographiques et s'assurer ainsi de visualiser des anomalies fiables, nous avons procédé à plusieurs types de tests de résolution.

Ces tests de résolution ont été effectués à partir de la couverture (trajectoires) pour la période de 25 secondes (figure 4.4). Les tests pour les vitesses de groupe dans pour un milieu isotropique ont pour objectif de recouvrer les anomalies synthétiques utilisées comme données d'entrée.

La première série de tests (figure 4.7) consiste à insérer des anomalies de vitesses négatives circulaires de diamètres différents dans les modèles initiaux. La figure 4.7a est composée de 2 anomalies de vitesses négatives d'un diamètre de 600 km. La figure 4.7b montre trois anomalies de vitesses négatives de 400 km de diamètre. 5 anomalies de 200 km de diamètre ont été insérées comme modèle initial dans la figure 4.7c. Afin de tester la résolution de structure linéaire, deux bandes d'anomalies de vitesses négatives de 400 km de large et 120 km long ont été conçues et insérées comme modèle initial. Les anomalies précitées ont été espacées de façon à couvrir au maximum la région d'étude.

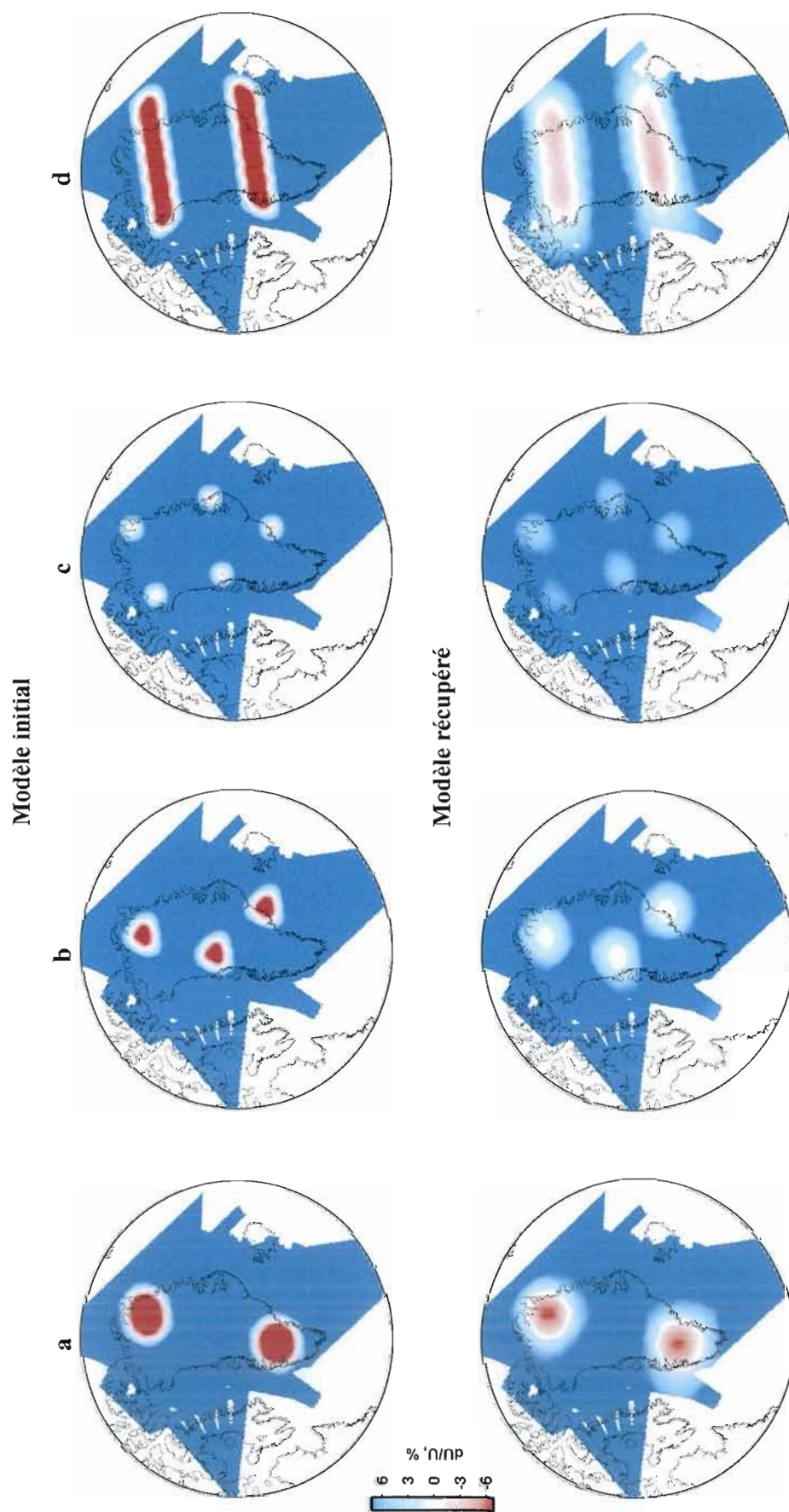


Figure 4.7 Tests de résolution de modèles synthétiques de type « modèle en damier » avec des anomalies de vitesse négatives (a) d'environ 600 km de diamètre (b) d'environ 400 km de diamètre (c) d'environ 200 km de diamètre (d) Test de résolution pour des anomalies négatives linéaires de 400 km de large et de 1200 km de long. On peut distinguer le modèle initial sur la portion supérieure du modèle récupéré sur la partie inférieure.

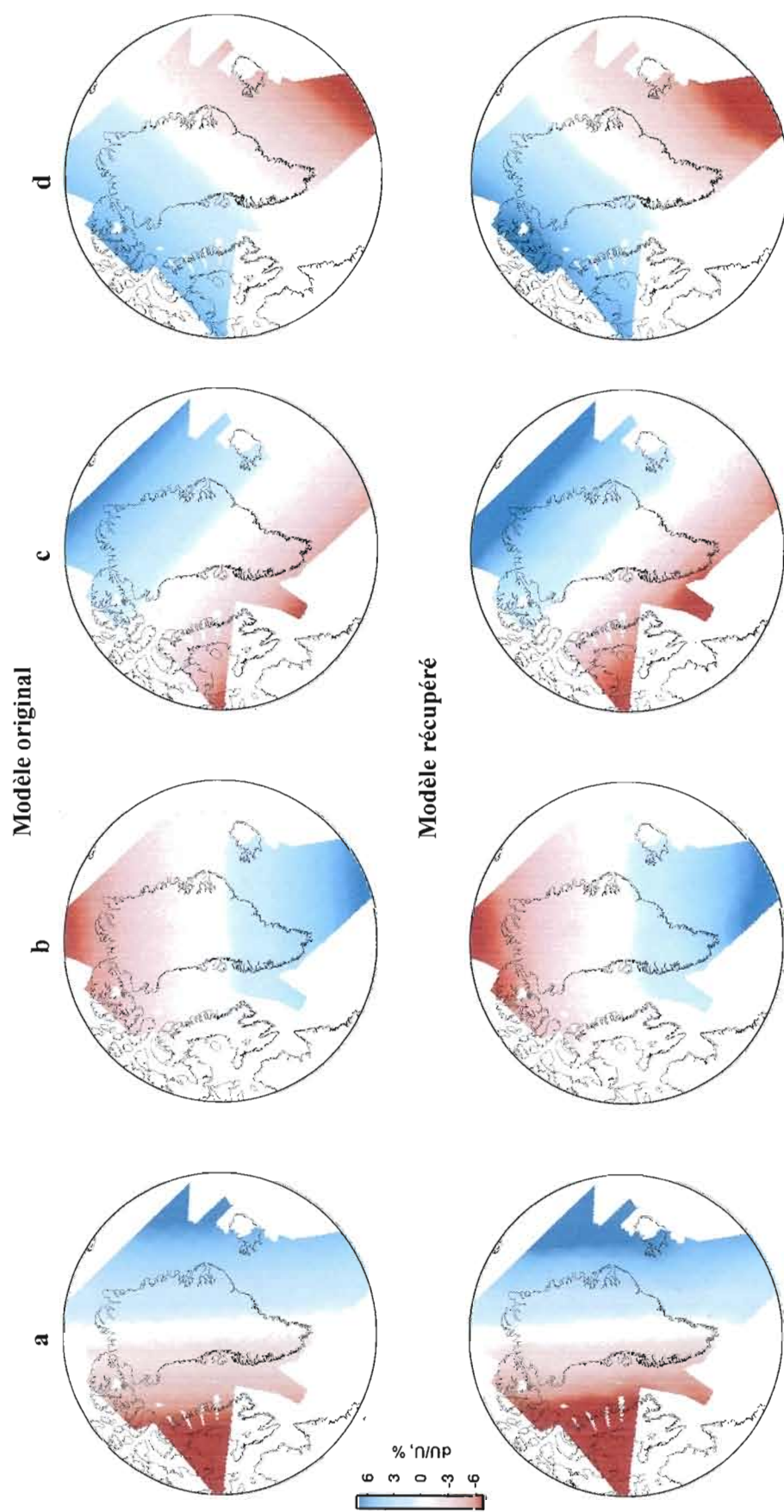


Figure 4.8 Test de résolution de modèles synthétiques pour un gradient de vitesses de groupe avec une orientation (a) est ouest (b) nord sud (c) nord-est sud-ouest (d) nord-ouest sud-est. On peut distinguer le modèle initial sur la portion supérieure du modèle récupéré sur la partie inférieure.

Le maximum d'amplitude entre les anomalies de vitesses négatives et positives dans les modèles initiaux est de $\pm 6\%$.

À partir des résultats de ces tests, on peut affirmer que les anomalies négatives circulaires sont, généralement, bien récupérées par le modèle. Sur tous les modèles récupérés, on observe une faible perte d'amplitude dans la partie sud-ouest du Groenland, où le nombre de trajectoires croisées (figure 4.4) est moins élevé. Le même phénomène est noté dans la portion nord-ouest pour le test de la figure 4.7c. L'amplitude des anomalies récupérées est très bonne à l'exception des anomalies de 200 km de diamètre où elle diminue considérablement (figure 4.7c).

Au regard des résultats de ces tests, on peut affirmer que nos modèles peuvent recouvrir des structures de 200 km de diamètre dans la majorité des régions au Groenland.

Nous avons également testé la résolution de nos modèles à l'aide de modèles synthétiques contenant des gradients de vitesses de groupe avec différentes orientations (figure 4.8). Nous avons réutilisé les données de trajectoires pour la période de 25 secondes. Le maximum d'amplitude des anomalies insérées comme modèle initial est de $\pm 6\%$. L'amplitude récupérée est excellente pour les orientations de gradient de vitesses testées et aucune perte d'amplitude n'est observée.

4.2.4 Cartes des vitesses de groupe au Groenland

À partir de la paramétrisation décrite dans les sections précédentes, des vitesses de groupe pour un milieu isotropique ont été calculées pour chaque période. 8 cartes de vitesses de groupe ont été créées, d'une période de 15 à 50 secondes, et visibles à la figure 4.9. Les cartes pour les périodes extérieures à la gamme précitée n'ont pas été retenues car le nombre de trajectoires croisées n'était pas suffisant.

Les vitesses de groupe moyennes calculées pour chaque période sont illustrées à la figure 4.10 et comparées à quelques modèles de référence. Pour des périodes supérieures à 30 secondes, les vitesses de groupe moyennes de notre modèle sont similaires à celles des modèles G-62 (Gregersen, 1970) et ak135 (Kennett et al. 1995). Pour les périodes allant de 15 à 25 secondes, elles sont supérieures d'environ 5 à 10 %.

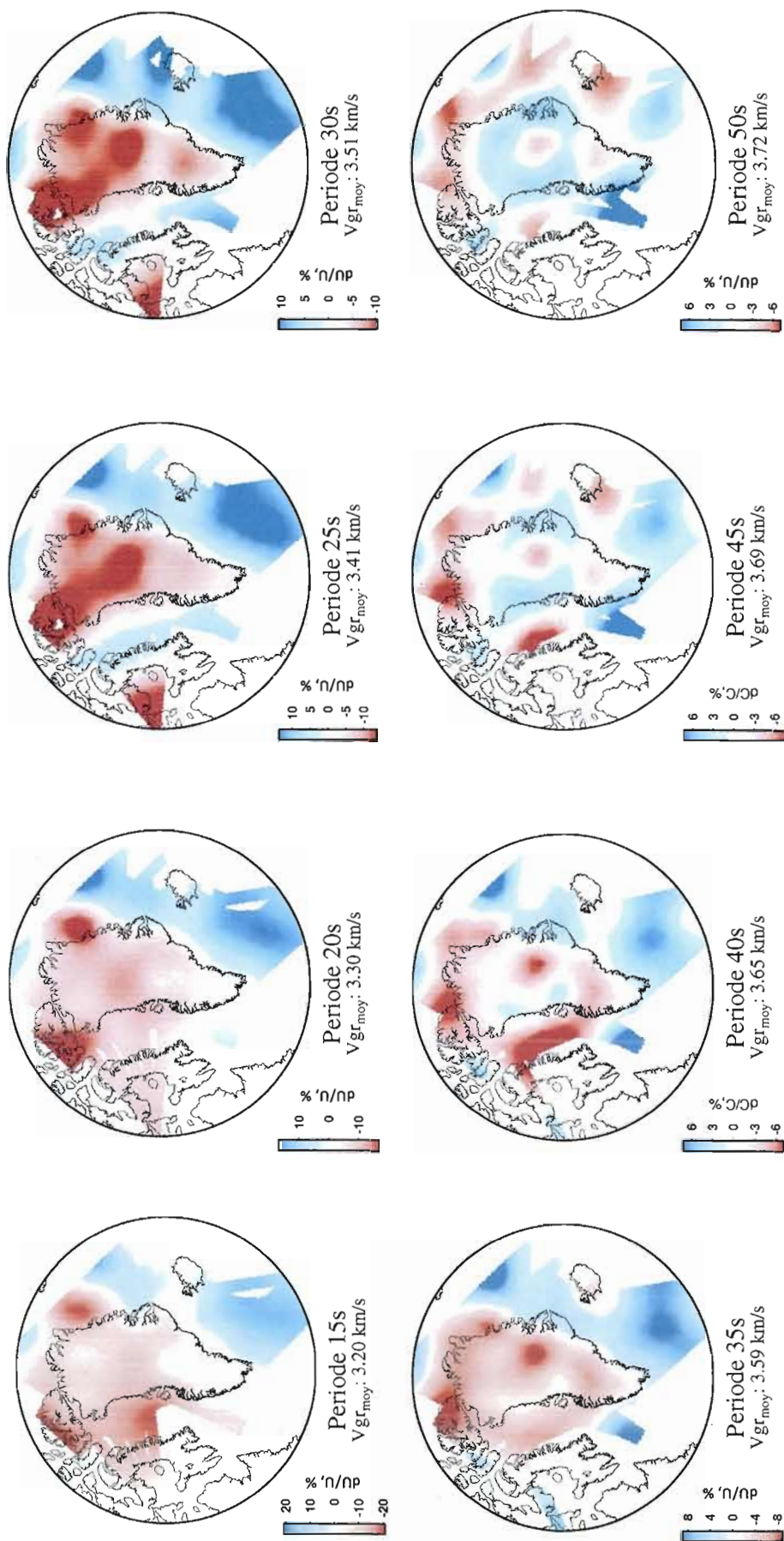


Figure 4.9 Carte des vitesses de groupe montrant les anomalies de vitesses de groupe dans un milieu isotropique. Dans chacune des cartes, les vitesses de groupe sont illustrées relativement à la vitesse de groupe moyenne (V_{gr_moy}) pour chaque période.

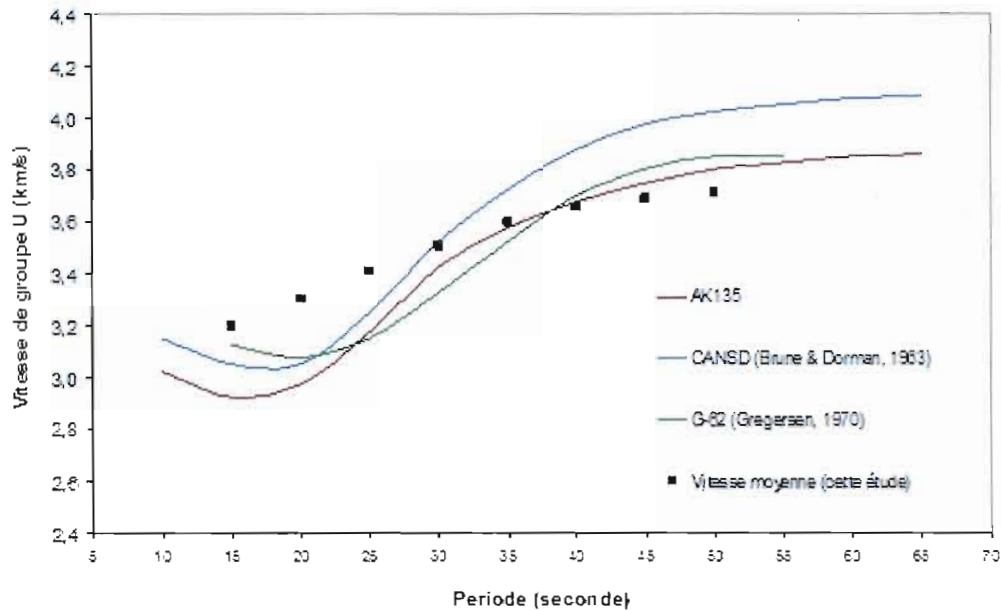


Figure 4.10 Vitesses moyennes pour chaque période où une carte tomographique a été générée. Ces vitesses sont comparées au modèle de référence global ak135 (Kennett et al. 1995), à la moyenne pour le bouclier canadien CANSD (Brune & Dorman, 1963) et au modèle G-62 (Gregersen, 1970) pour le Groenland et ses environs.

Les anomalies de vitesses de groupe sur les cartes tomographiques montrent une grande variété d'amplitudes et de localisations. Il est à noter que les vitesses de groupe sont illustrées comme étant une variation par rapport à la moyenne pour une période donnée. La variation par rapport à la moyenne diminue avec l'augmentation de la période des vitesses de groupe.

Pour les périodes allant de 15 à 30 secondes à la figure 4.9, on note une anomalie de vitesse négative au Groenland en comparaison avec les parties océaniques adjacentes. De ces cartes, on distingue également une forte anomalie négative sur la portion nord de la région d'étude, notamment aux périodes de 25 et 30 secondes. Une anomalie de vitesse de groupe négative, de forme circulaire et située au nord-est dans la région océanique, est présente sur les cartes de vitesses de groupe jusqu'à une période de 35 secondes avec une amplitude plus ou moins constante.

À partir de la période de 35 secondes sur la figure 4.9, une anomalie de vitesses négative apparaît au sud de l'Islande. Les parties nord et centrales de l'Islande ne sont pas résolues par notre modèle. La résolution dans cette région est par contre médiocre due à la faible couverture des trajectoires. Cette anomalie semble s'étendre vers l'ouest lorsque la période augmente et traverse le sud du Groenland à une période de 50 secondes.

Une très forte anomalie de vitesse négative est observée au centre du Groenland et ce, pour toutes les périodes pour lesquelles une carte a été générée. Toutefois, l'amplitude de cette anomalie diminue lorsque la période augmente. À partir de 40 secondes et pour des périodes plus élevées, cette anomalie de vitesses est entourée d'une anomalie de vitesses positives, devenant circulaire à une période de 50 secondes.

4.3 Courbes de dispersion des vitesses de groupe unidimensionnelle

À partir des cartes de vitesses de groupe discutées à la sous-section précédente, des courbes de dispersion de vitesses de groupe ont été extraites de ces cartes pour chaque point de grille (figure 4.5). Ces courbes de dispersion contiennent des vitesses de groupe pour des périodes variant entre 15 et 50 secondes. De ces dernières, une inversion itérative des moindres carrés, présentée à la section 3.4, est utilisée afin de dégager un modèle de vitesse d'ondes de cisaillement en fonction de la profondeur.

Les tableaux 4.1 et 4.2 présentent les modèles initiaux utilisés pour les points continentaux et océaniques. Pour les inversions effectuées à partir d'un point de grille continental, une couche de glace, d'épaisseur appropriée (Bamber, 2001), a été insérée au modèle. Pour les points océaniques, une couche d'eau a été introduite au modèle (données d'ETOPO version 2 du NOAA). Les vitesses d'ondes de cisaillement et les densités relatives dans ces milieux ont été sélectionnées à partir de l'article de Mooney et al. (1998).

Le modèle initial utilisé pour les inversions continentales est une version modifiée d'iasp91 de Kennett & Engdahl (1991). Dans les profondeurs d'intérêts de l'étude (0 à 70 km), ce modèle possède trois couches principales dont un Moho abrupt situé à une profondeur de 35 km, les vitesses V_s passant de 3,76 à 4,48 km/s à cette profondeur. Nous avons modifié ce modèle pour y insérer un Moho graduel de 30 à 45 km de profondeur. De

couches de 2 km d'épaisseur ont également été utilisées pour le modèle initial lors des inversions.

Le modèle initial pour les inversions océaniques utilisé a été créé. Ce dernier emploie des vitesses d'onde de cisaillement très rapprochées de celles présentées par Crawford et al. (1998). Un Moho graduel a été inséré au modèle de 5 à 15 km de profondeur afin de ne pas inférer une discontinuité abrupte lors de l'inversion. Des couches de 2 km d'épaisseur ont été utilisées pour le modèle océanique.

En disposant des profils de vitesses d'ondes de cisaillement pour chaque point de grille, on peut par la suite concevoir des coupes transversales au Groenland. Quatre sections ont été produites afin d'examiner les anomalies de vitesses de groupe décelées sur les cartes tomographiques. Ces sections ont été sélectionnées selon deux critères. Tout d'abord, elles possèdent une densité élevée de trajectoires, indiquant une fiabilité accrue des données. Ensuite, les sections ont été choisies en fonction des anomalies de vitesses de groupe détectées sur les cartes tomographiques. Le segment nord-sud (figure 4.13ab) présente un intérêt géologique particulier car il traverse les différentes régions géologiques continentales au Groenland, soit le craton archéen au sud, les ceintures protérozoïques Rinkian et Nagssugtoqidian situées dans la partie centre-sud et les ceintures calédoniennes au nord-est (figure 1.2). La section nord-ouest sud-est (en vert sur la figure 4.11) a été choisie afin de distinguer les ceintures protérozoïques, dans le but de comparer nos résultats à Dahl-Jensen et al. (2003).

4.4 Modèles de vitesse d'ondes de cisaillement au Groenland

Comme mentionné précédemment, quatre profils de vitesses d'ondes de cisaillement ont été générés. Ces sections sont présentées sur les figures 4.12 à 4.15. Tous les modèles assument des structures isotropiques. La localisation des modèles de vitesses d'ondes de cisaillement est basée sur deux facteurs principaux. Les régions de plus grande densité de trajectoires et les anomalies observées sur les cartes tomographiques des vitesses de groupe (figure 4.9) ont été ciblées pour les profils.

Plusieurs tests ont été effectués afin de trouver le modèle initial qui convenait le mieux à nos données. Certains de ces essais sont présentés à l'appendice D. Le choix final du modèle est discuté au chapitre suivant.

Trois profils de vitesses ont été générés dans la partie continentale du Groenland (figure 4.12 à 4.14), un profil central d'orientation est-ouest, un profil orienté nord-sud (N020) et enfin un profil orienté nord-ouest sud-est dans la partie centrale. Ces trois sections ont pour objectif d'analyser les anomalies de vitesses de groupe observées dans la région centrale du Groenland. Les figures 4.12 à 4.14 présentent les modèles de vitesses V_s en fonction de la profondeur.

Sur les profils, dans la partie sud, une forte anomalie de vitesses positive est observée dans la portion sud du Groenland, au niveau de la croûte continentale, jusqu'à une profondeur d'environ 30 km (figure 4.13). Cette structure de vitesses élevées repose sur une région de vitesses plus faibles dans la portion centrale (point 167 et 149).

Les profils est-ouest (figure 4.11) dévoilent la même structure mais de plus faible amplitude. Par contre, dans la partie est du profil (point 169), on note une structure ayant les vitesses V_s les plus élevées qui ont été modélisées. Cette structure, de nature océanique, sera discutée au chapitre suivant.

Un profil de vitesses V_s en fonction de la profondeur a également été réalisé à l'emplacement des points de grille océaniques dans la région nord-est. Ces points sont indiqués à la figure 4.11 et les résultats sont présentés sur la figure 4.15. Ce profil de vitesses a pour objectif de sonder l'anomalie de vitesses de groupe négative observée sur les cartes tomographiques (figure 4.9, période de 15 à 25 secondes).

Une structure de vitesses très basse est observé jusqu'à une profondeur de l'ordre de 30 km. Dans la portion sud-est du profil (figure 4.15, point 114), une anomalie de vitesse négative apparaît plus en profondeur, soit à 65 km. Cette structure nous apparaît non fiable étant donné la faible résolution de notre modèle pour ces profondeurs.

Les structures énumérées dans les paragraphes précédents sont interprétées et discutées dans le chapitre suivant.

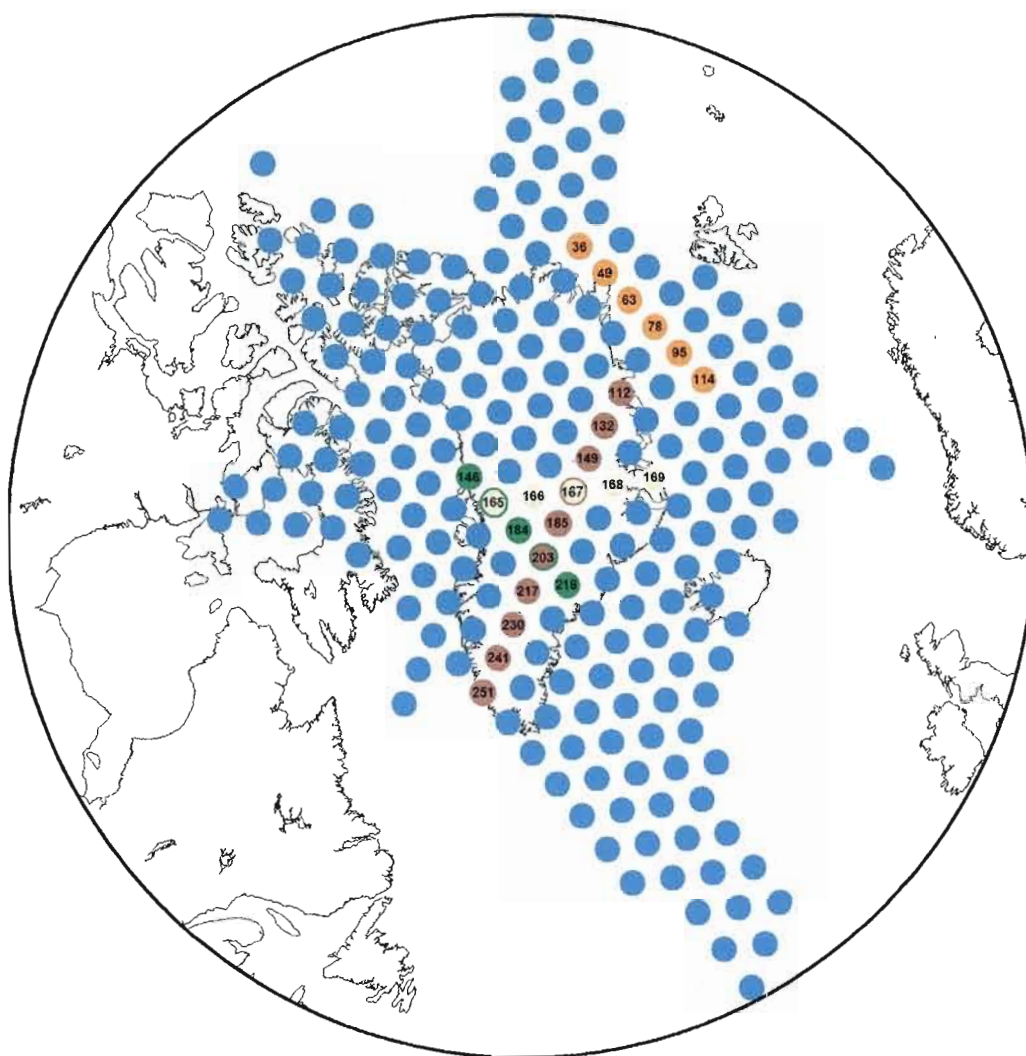


Figure 4.11 Profils des vitesses V_s générés : trois profils continentaux ainsi qu'un profil océanique. Carte des points de grille utilisés pour l'inversion tomographique.

Tableau 4.1

Paramètres du modèle initial (iasp91 modifié) utilisé pour les inversions au droit des points continentaux avec une couche de glace de 2,75 km d'épaisseur (point 167 de la figure 4.10)

H (km)	V _P (km/s)	V _S (km/s)	ρ (kg/m ³)
2.7500	3.8100	1.9400	0.9200
2.2500	5.8281	3.3763	2.6600
2.5000	5.8281	3.3763	2.6600
2.5000	5.8281	3.3763	2.6600
2.5000	6.1415	3.5500	2.7500
2.5000	6.1415	3.5500	2.7500
2.5000	6.1415	3.5500	2.7500
2.5000	6.1415	3.5500	2.7500
2.5000	6.5174	3.7601	2.8500
2.5000	6.5174	3.7601	2.8500
2.5000	6.5174	3.7601	2.8500
2.5000	6.5174	3.7601	2.8500
2.5000	7.0400	4.0000	3.0000
2.5000	7.1400	4.0500	3.0300
2.5000	7.2100	4.1500	3.0600
2.5000	7.4200	4.2500	3.1200
2.5000	7.6300	4.3550	3.1800
2.5000	7.8400	4.4200	3.2400
2.5000	8.0507	4.4774	3.3246
2.5000	8.0507	4.4774	3.3246
2.5000	8.0507	4.4774	3.3246
2.5000	8.0507	4.4774	3.3246
2.5000	8.0507	4.4774	3.3246
2.5000	8.0488	4.4792	3.3250
2.5000	8.0488	4.4792	3.3250
2.5000	8.0488	4.4792	3.3250
2.5000	8.0488	4.4792	3.3250
2.5000	8.0552	4.4857	3.3254
2.5000	8.0552	4.4857	3.3254
2.5000	8.0552	4.4857	3.3254
2.5000	8.0552	4.4857	3.3254
2.5000	8.0552	4.4857	3.3254
2.5000	8.0552	4.4857	3.3254
2.5000	8.0552	4.4857	3.3254
2.5000	8.0546	4.4911	3.3263
2.5000	8.0546	4.4911	3.3263
2.5000	8.0546	4.4911	3.3263
2.5000	8.0546	4.4911	3.3263

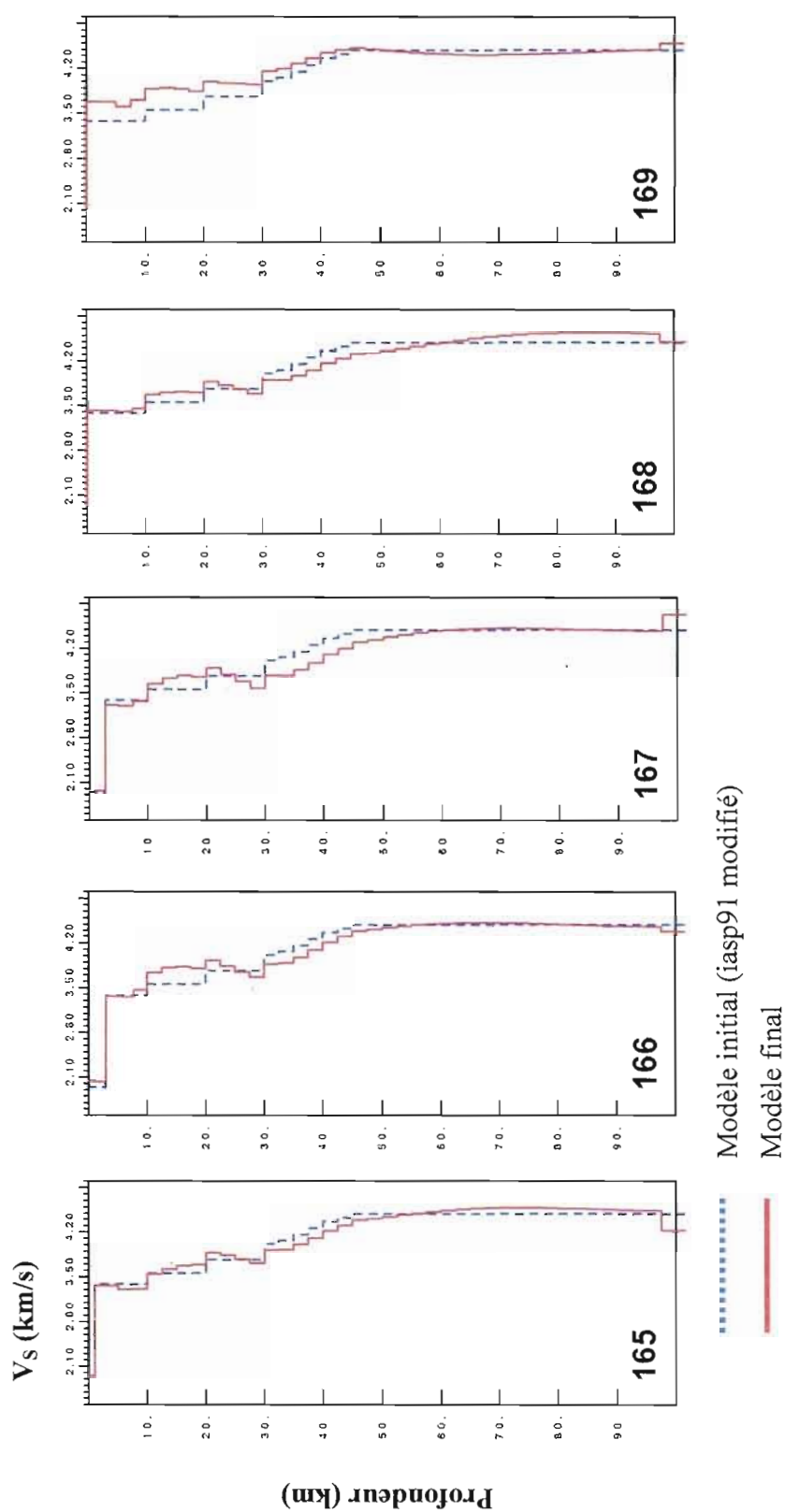


Figure 4.12 Section est-ouest de la région centrale du Groenland. Profils des vitesses d'ondes de cisaillement V_s en fonction de la profondeur. La ligne pleine rouge représente le modèle d'inversion final. La ligne pointillée bleue représente le modèle initial utilisé pour l'inversion (version modifiée d'iasp91). Le point de grille est indiqué dans le coin inférieur gauche des figures.

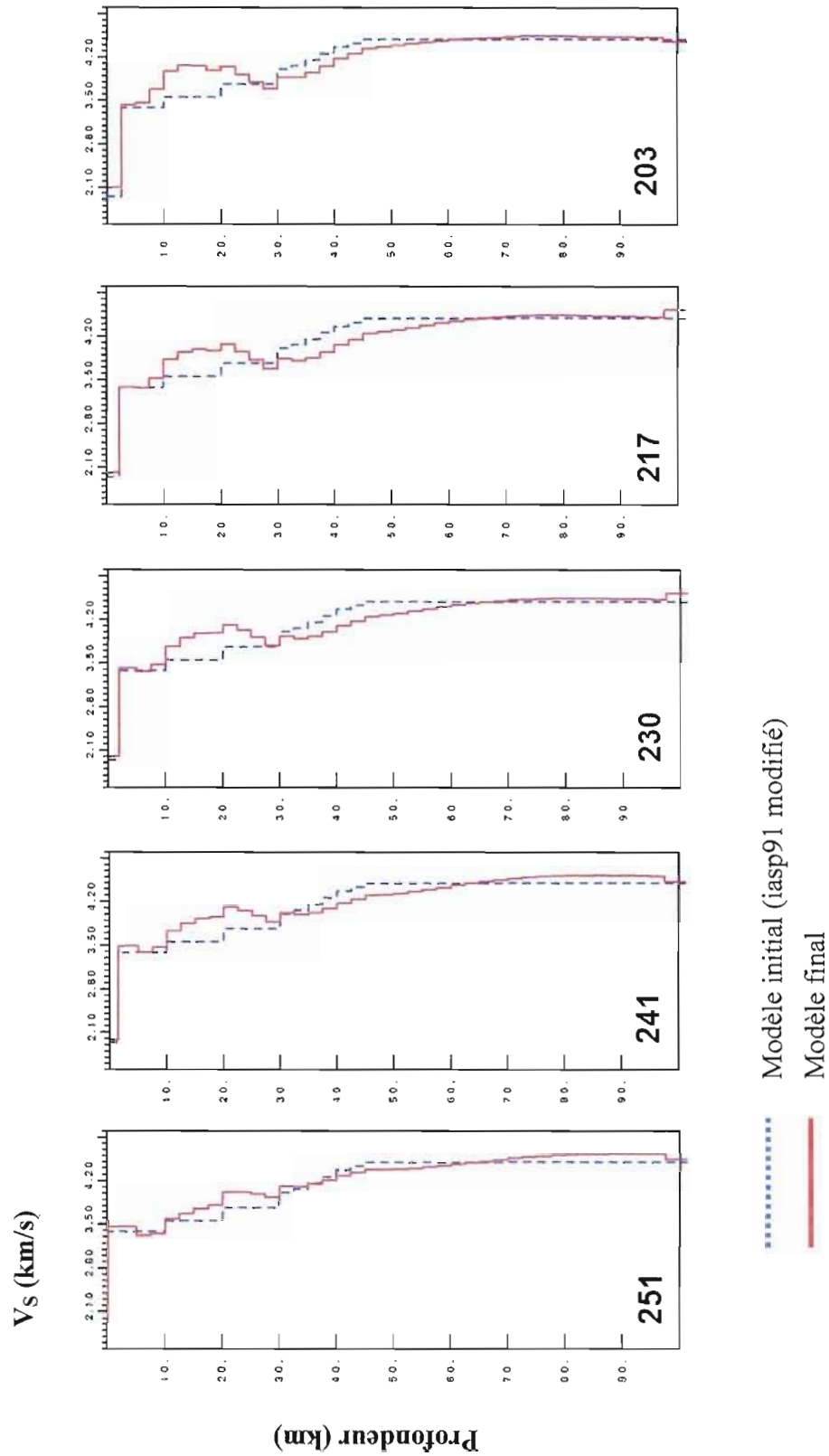


Figure 4.13a Section nord-sud (partie sud) de la région centrale du Groenland. Profils des vitesses d'ondes de cisaillement V_s en fonction de la profondeur. La ligne pleine rouge représente le modèle d'inversion final. La ligne pointillée bleue représente le modèle initial utilisé pour l'inversion (version modifiée d'iasp91). Le point de grille est indiqué dans le coin inférieur gauche des figures.

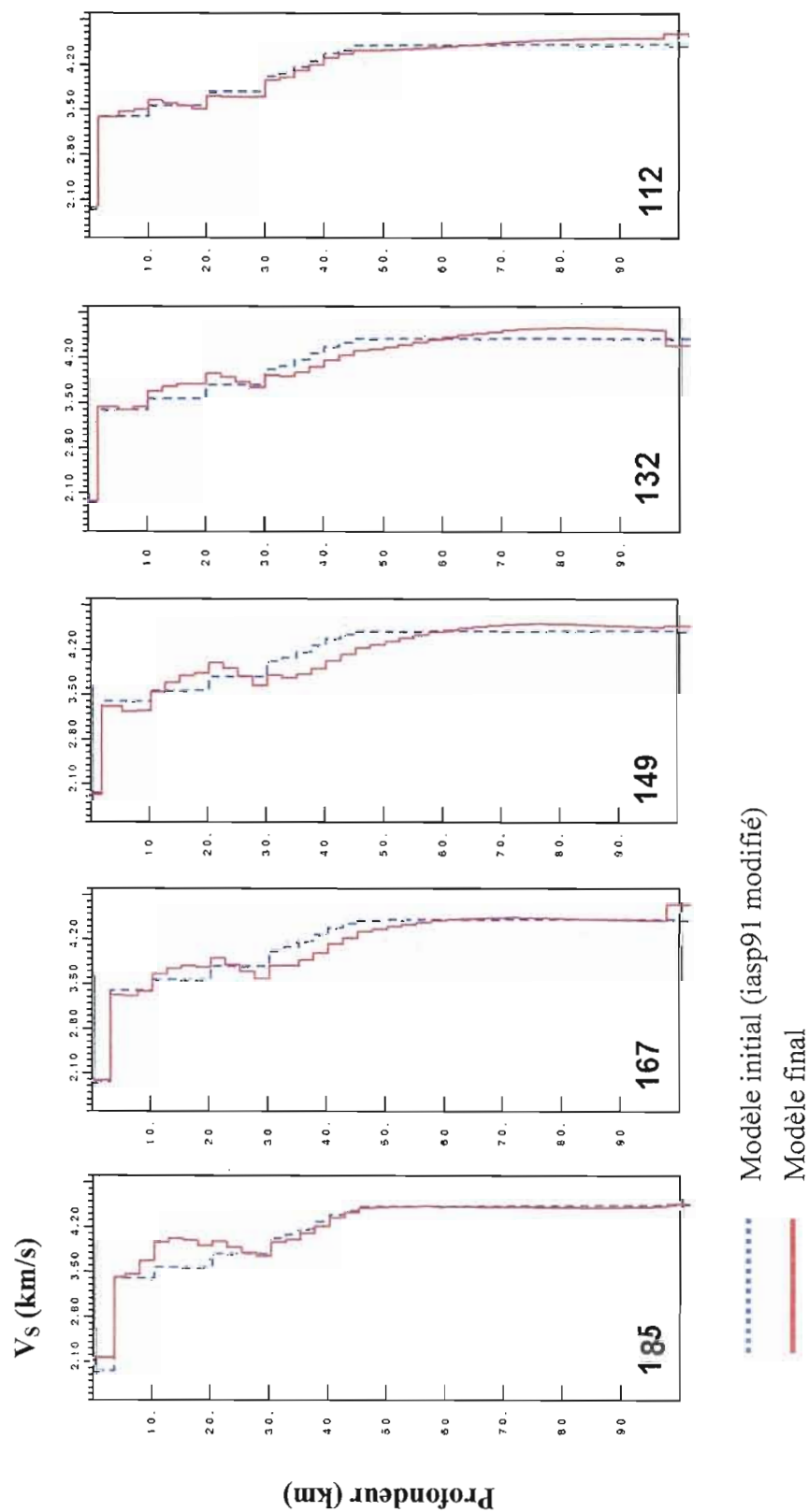


Figure 4.13b Section nord-sud (partie nord) de la région centrale du Groenland. Profils des vitesses d'ondes de cisaillement V_s en fonction de la profondeur. La ligne pleine rouge représente le modèle d'inversion final. La ligne pointillée bleue représente le modèle initial utilisé pour l'inversion (version modifiée d'iasp91). Le point de grille est indiqué dans le coin inférieur gauche des figures.

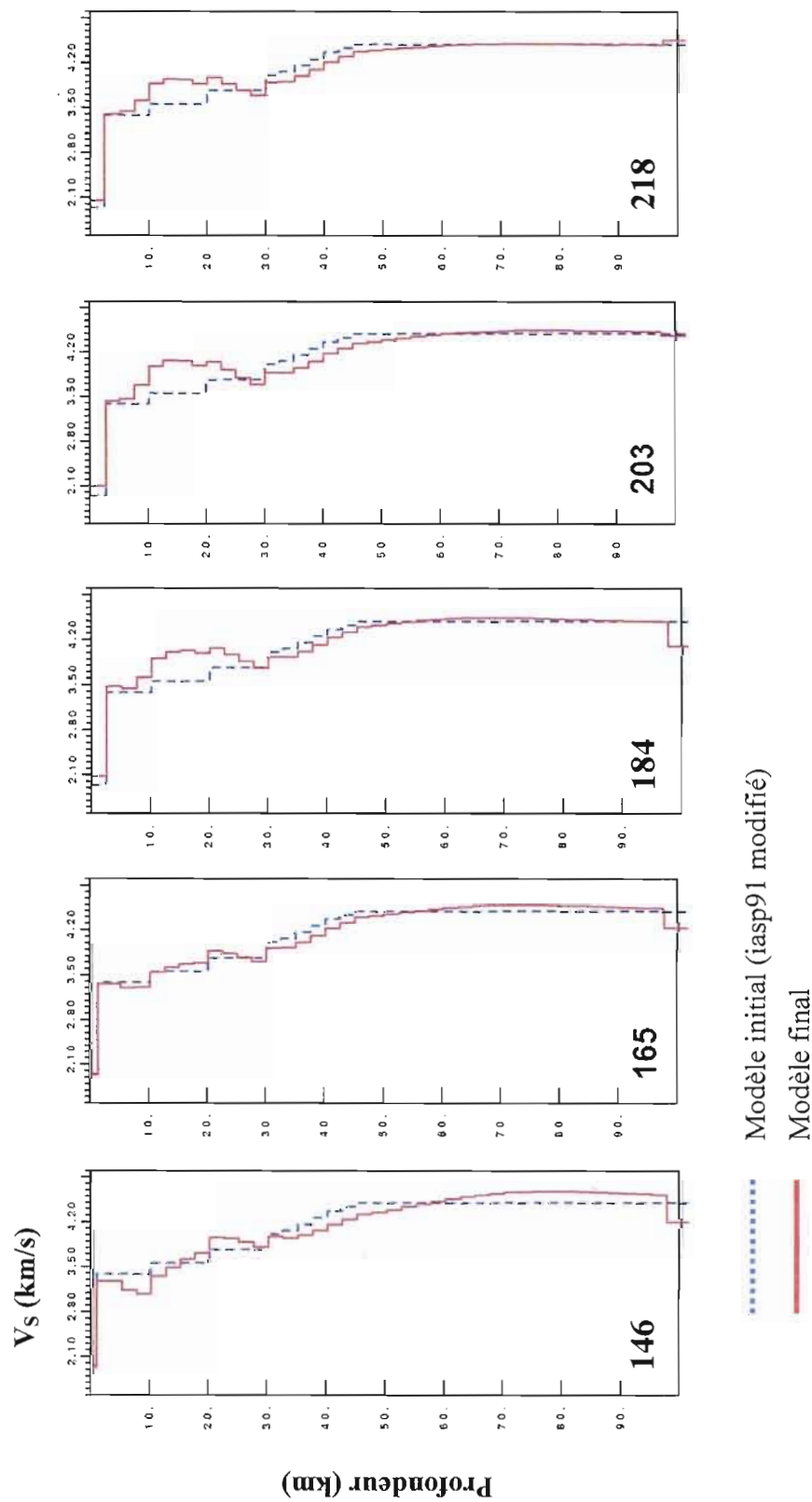


Figure 4.14 Section nord-ouest sud-est au sein des ceintures protérozoïques au sud du Groenland. Profil des vitesses d'ondes de cisaillement V_s en fonction de la profondeur. La ligne pleine rouge représente le modèle d'inversion final. La ligne pointillée bleue représente le modèle initial utilisé pour l'inversion (version modifiée d'iasp91). Le point de grille est indiqué dans le coin inférieur gauche des figures.

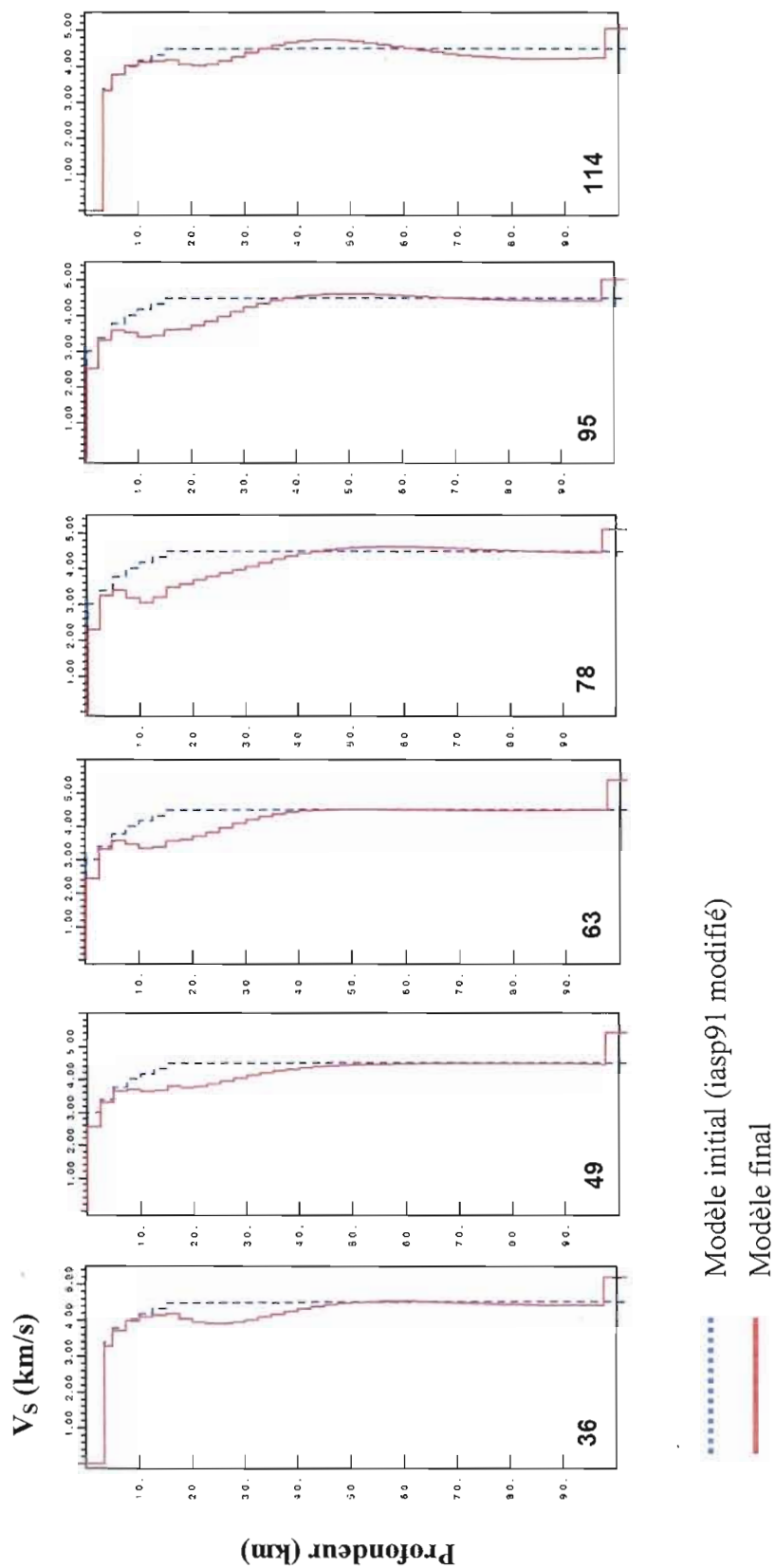


Figure 4.15 Section d'orientation nord-ouest sud-est de la région océanique au nord-est du Groenland. Profil des vitesses d'ondes de cisaillement V_s en fonction de la profondeur. La ligne pleine rouge représente le modèle d'inversion final. La ligne pointillée bleue représente le modèle initial utilisé pour l'inversion (version modifiée d'iasp91). Le point de grille est indiqué dans le coin inférieur gauche des figures.

CHAPÎTRE V

DISCUSSION

5.1 Interprétation des anomalies de vitesses de groupe sur les cartes tomographiques

La réalisation des cartes tomographiques des vitesses de groupe a permis de dégager des structures au sein du Groenland, au niveau de la croûte continentale et du manteau supérieur, et également dans l'océan Atlantique, au niveau du plateau continental au nord-est de la région d'étude.

La figure 4.9 présente les cartes de vitesses de groupe pour différentes périodes. Chaque période échantillonne une gamme de profondeurs pourvue d'un pic de sensibilité (Moschetti et al. 2007). Les périodes illustrées à la figure 4.9 s'étendent de 15 à 50 secondes. On peut affirmer que les cartes de vitesses de groupe permettent d'identifier des structures jusqu'à environ 70 km de profondeur selon le pic de sensibilité des différentes périodes présenté aux figure 5.1 et 5.2.

5.1.1 Anomalie de vitesse de groupe négative située au nord-est dans le plateau continental

L'anomalie négative de vitesses de groupe observée dans la région nord-est dans l'océan Atlantique, de 10 à 20 % inférieure à la vitesse de groupe moyenne, a également été observée par des études sismiques antérieures. Nos résultats sont donc en accord avec les études précédentes. Levshin et al (2001) ont produit des cartes de vitesses de groupe pour la période de 20 secondes. La figure 5.3 montrent la comparaison entre les cartes produites par notre étude et celles de Levshin (2001).

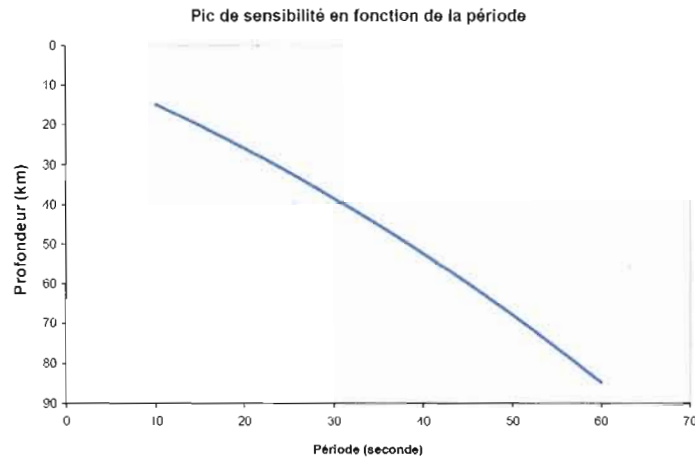


Figure 5.1 Pic de sensibilité des différentes périodes des vitesses de groupe en fonction de la profondeur. Ce graphique est une synthèse d'informations provenant des articles de Moschetti et al. (2007) et de Chang et al. (2007).

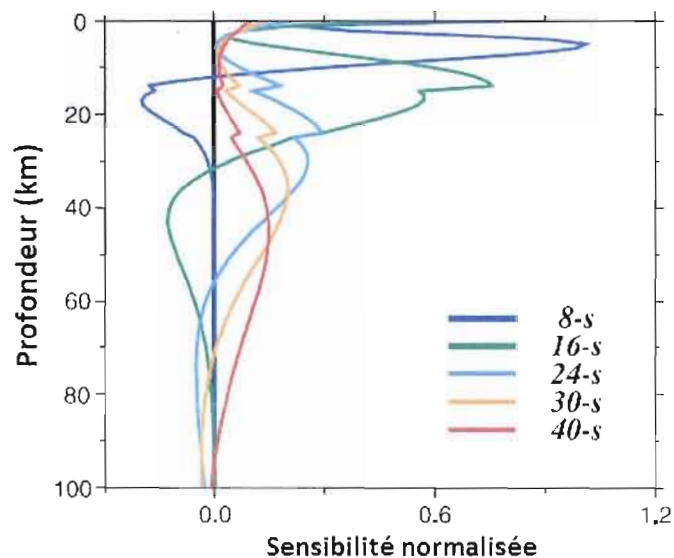


Figure 5.2 Sensibilité normalisée des différentes périodes des vitesses de groupe en fonction de la profondeur. Figure tirée de Moschetti et al. (2007).

Cette région au large de la côte groenlandaise est définie par une séquence sédimentaire d'une puissance de plus de 20 km d'épaisseur dont le bassin Danmarkshavn, à lui seul, est estimé à environ 13 km d'épaisseur selon les études de sismique réflexion

effectuées (Hamann et al, 2005). Ces bassins sédimentaires seraient le résultat de distensions continentales (Henriksen, 2000) reliées à l'ouverture de l'océan Atlantique.

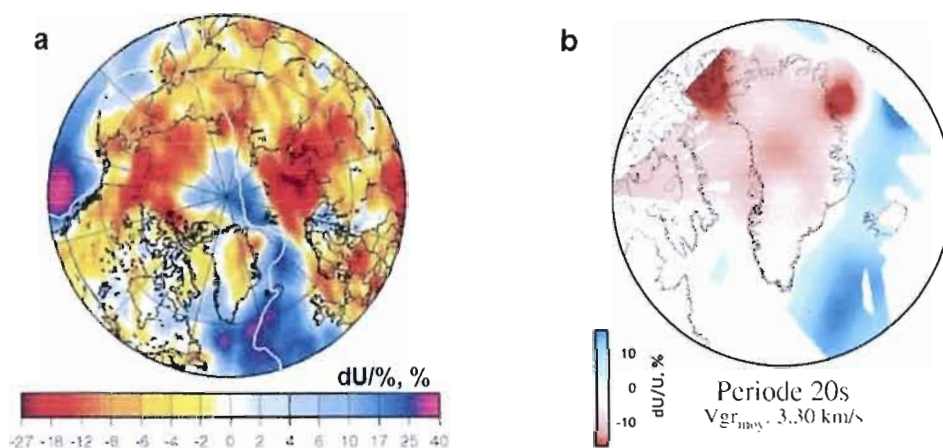


Figure 5.3 Comparaison entre deux cartes de vitesses de groupe pour la période de 20 secondes. (a) Levshin, 2001. (b) Notre étude.

5.1.2 Structures au sein de la croûte continentale au Groenland

Tel que mentionné au chapitre précédent, les cartes de vitesses de groupe pour les périodes plus faibles, soit de 15 à 30 secondes, montrent une différence marquante entre les régions continentales et océaniques. Les vitesses de groupe permettent de définir clairement la limite entre la croûte continentale et océanique. Les vitesses de groupe sont nettement supérieures dans la croûte océanique. Pour les périodes de 25 et 30 secondes, on distingue également une différence de vitesses de groupe, celles-ci sont de 7 à 10 % inférieures dans la portion nord comparativement à la portion sud du continent. Les roches au sud sont essentiellement composées de roches archéennes remaniées (ceintures orogéniques) et non remaniées (craton), ce qui expliquerait les vitesses de groupe un peu plus élevées dans cette région comparativement au nord. Également, la ceinture protérozoïque Nagssugtoqidian, au nord du craton archéen, possède une épaisseur de croûte plus grande (~47 km) par rapport à la ceinture Rinkian plus au nord (~40 km) (Dahl-Jensen et al. 2003) (figure 5.5). Cette

différence d'épaisseur de croûte pourrait également expliquer les structures des cartes tomographiques à des périodes de 25 et 30 secondes.

5.1.3 Interface croûte-manteau dans la région centrale du Groenland

Pour des périodes supérieures à 30 secondes (figure 4.9), des structures apparaissent dans la région centrale du Groenland. Une forte anomalie de vitesse négative, dans la portion centrale, pourrait être reliée à une profondeur du Moho supérieure par rapport aux régions limitrophes. Dahl-Jensen et al. (2003), à l'aide de la technique du 'receiver function', place le Moho à 50 km de profondeur dans cette région. En conséquence, les anomalies que l'on peut distinguer, en vitesses positives sur nos cartes pour des périodes allant de 40 à 50 secondes pourraient correspondre à des structures du manteau supérieur. En analysant les tests de résolution effectués (section 4.2.3), cette structure circulaire, d'une largeur d'au moins 200 km, s'avère fiable.

5.1.4 Anomalies de vitesse de groupe négatives sous l'Islande et sous la ride médio-atlantique

Pour les périodes les plus élevées, de 40 à 50 secondes (figure 4.9), une anomalie de vitesses négative apparaît au sud-ouest de l'Islande et s'étend progressivement à l'ouest en profondeur (période de 50 secondes). Cette anomalie de vitesses de groupe, d'environ 7 % plus faible que la moyenne pour cette période, pourrait être reliée à la présence de la plume islandaise répertoriée lors de plusieurs études sismiques (Lebedev & van der Hilst, 2008 ; Ritsema et al, 2004 ; Pilidou et al, 2004).

L'anomalie négative qui s'étend à l'ouest dans la portion sud du Groenland est également répertoriée par Pilidou et al. (2004) dans leur carte tomographique globale. Leur carte des variations de vitesses d'ondes de cisaillement à une profondeur de 75 km est présentée à la figure 5.4. Cette figure contient également notre carte de vitesses de groupe

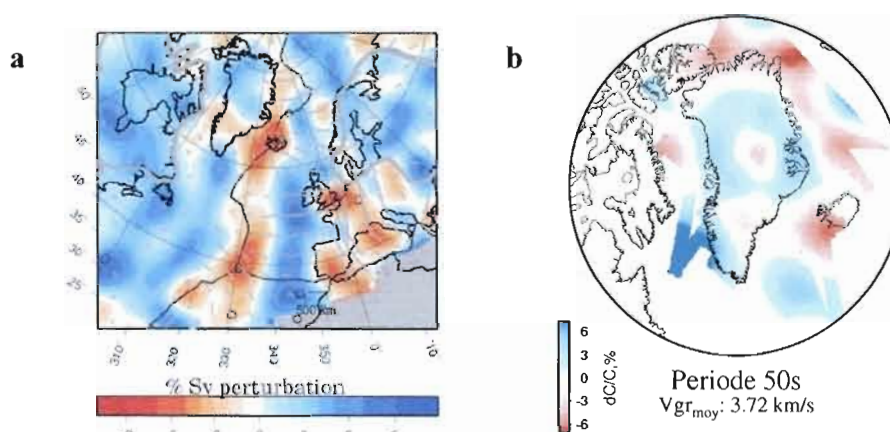


Figure 5.4 (a) Carte de variation des vitesses d'onde de cisaillement pour une profondeur de 75 km (Pilidou et al. 2004). (b) Carte des vitesses de groupe pour une période de 50 secondes, ayant un pic de sensibilité à une profondeur de 70 km (cette étude).

pour une période de 50 secondes, possédant un pic de sensibilité pour une profondeur de 70 km. La figure 5.4 illustre donc la ressemblance de structure entre les deux cartes, bien que celles-ci soient produites à partir de paramètres différents, soit V_s et V_{gr} .

Cette anomalie négative, se prolongeant au sud du Groenland, est explicable d'un point de vue géologique. Cette région coïncide avec le « Greenland-Iceland Ridge », un épaissement de la croûte océanique dû au passage de la plume islandaise qui pourrait en partie expliquer l'anomalie (Holbrook, 2001). Sur la trajectoire de cette plume mantellique, le manteau supérieur et la croûte inférieure pourraient également contenir du matériel ayant une température légèrement plus élevée que celles des régions adjacentes. Une combinaison de ces deux facteurs serait appropriée pour expliquer cette anomalie. Dahl-Jensen et al. (2003) ont calculé la profondeur du Moho pour cette région, à l'emplacement des stations SFJ, IS2 et DY2. Les résultats indiquent une épaisseur de croûte plus élevée (~10 km) que celles estimées aux stations adjacentes, soit de 45 à 50 km d'épaisseur.

Sur la figure 5.4b, on note également une anomalie de vitesse de groupe négative, de 3 à 6 % plus faible que la moyenne pour la période de 50 secondes, apparaissant à proximité de la ride médio-atlantique. Nous l'interprétons comme étant une anomalie due à une

température plus élevée dans le manteau supérieur au niveau de la dorsale océanique (Shapiro & Ritzwoller, 2002 ; Pilidou et al, 2004).

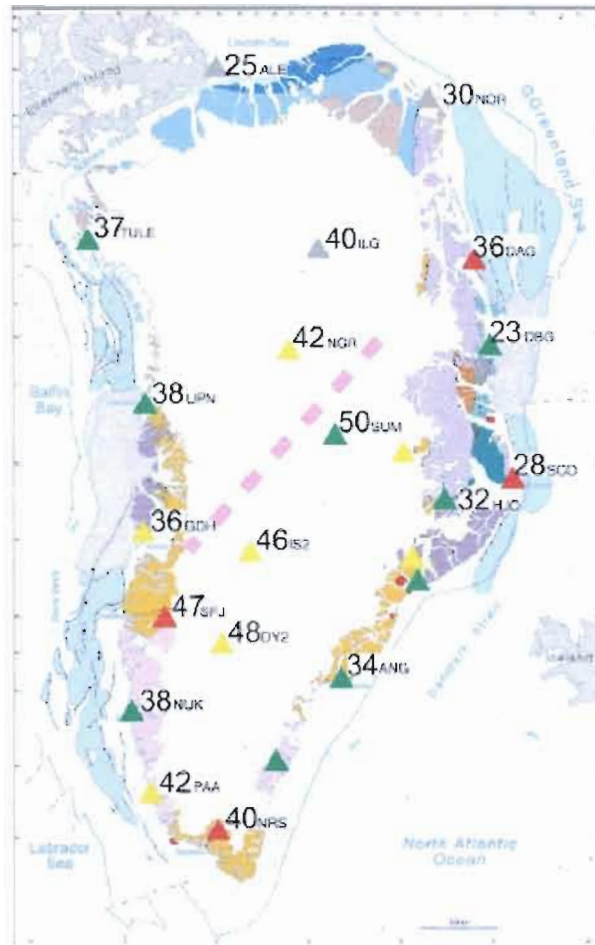


Figure 5.5 Estimation de la profondeur du Moho par la méthode du ‘receiver function’. Figure tirée de Dahl-Jensen et al. (2003)

5.2 Interprétation des sections de vitesses d’ondes de cisaillement

Cette section discute des profils de vitesses V_s en fonction de la profondeur présentés au chapitre précédent, sur les figures 4.12 à 4.15.

5.2.1 Roches précambriennes localisées au sud du Groenland

Trois profils des vitesses V_s en fonction de la profondeur ont été produits dans la région continentale. Une structure majeure se dégage de ces profils au niveau de la croûte continentale. Dans la partie sud du Groenland (figures 4.13 et 4.14), nous obtenons des vitesses V_s allant jusqu'à 4,18 km/s, soit 12% supérieure au modèle initial utilisé (iasp91 modifié, tableau 4.1). Le point de grille ayant la variation la plus élevée est le 203. Cette structure, discernable sur une épaisseur de 20 km à partir d'une profondeur de 8 km, est interprétée comme étant le craton archéen et la ceinture protérozoïque Nagssugtoqidian. Cette ceinture est essentiellement composée de roches archéennes remaniées (van Gool et al. 2002), possédant ainsi une signature sismique similaire au craton archéen au sud. Au nord, la délimitation suggérée, entre cette structure et les roches phanérozoïques situées au nord, est présentée à la figure 5.6.

Parallèlement, sur la coupe nord-ouest sud-est (en vert sur les figures 4.11 et 5.6), on observe une différence significative pour des profondeurs allant de 10 à 30 km, entre les points 165 et 184 au sein des ceintures protérozoïque, dans la croûte continentale. Cette différence de vitesses V_s est de l'ordre de 16 % entre ces points de grille. Semblablement à Dahl-Jensen et al. (2003), nous interprétons cette différence de vitesses d'onde de cisaillement dans la croûte comme une délimitation entre la ceinture Nagssugtoqidian et Rinkian. Le type de substratum rocheux de la ceinture orogénique Rinkian (van Gool et al. 2002), composée de roches sédimentaires sus-jacentes à des roches archéennes remaniées, expliquerait en grande partie la différence de vitesses V_s observée dans la région. Une limite entre ces deux régions est également proposée à la figure 5.6.

Sur le profil est-ouest, le point 169 semble contenir une structure de grandes vitesses V_s par rapport au modèle initial, et ce sur les 30 premiers km. Ce résultat n'est probablement qu'une conséquence de la proximité de ce point avec l'océan. Cette structure est donc reliée à la croûte et au manteau océanique rencontrés près de la surface, présentant des vitesses V_s plus élevées que le modèle initial continental utilisé.

À partir de 30 km de profondeur, dans la partie centrale du Groenland, une structure de vitesse V_s plus basse est présente sur une épaisseur moyenne de 20 km. Cette structure est difficilement explicable d'un point de vue géologique. Les points 167 et 149 montrent les

anomalies de vitesses les plus grandes, soit de l'ordre de 10 % inférieures au modèle (figure 5.6). Selon nos données, cette structure pourrait être interprétée comme étant l'épaisseur de croûte continentale la plus grande au Groenland. En effet, le modèle initial utilisé (iasp91 modifié) infère un Moho graduel à une profondeur de 40 km. Une anomalie négative par rapport à ce modèle peut donc traduire une épaisseur de croûte plus grande que 40 km pour cette région. Dahl-Jensen et al. (2003) ont estimé la profondeur du Moho à 50 km pour la station SUM pour cette région (figure 5.5).

5.2.2 Section océanique

Sur le profil océanique au nord-est du Groenland (en orange sur la figure 4.11), on note une structure de faibles vitesses V_s par rapport au modèle initial sur une épaisseur de l'ordre de 30 km, à partir de 5 km de profondeur, incluant la couche d'eau sus-jacente. Le point 78 (figure 4.15) enregistre la plus forte variation de vitesses, soit près de 30 % inférieure au modèle initial. Comme mentionné au chapitre précédent, cette structure représente une séquence sédimentaire que l'on peut estimer à environ 25 km d'épaisseur selon notre modèle. Elle est donc de nature continentale, située au niveau du plateau au large du Groenland, ce qui explique l'anomalie de vitesse V_s observée par rapport au modèle initial océanique employé (figure 4.15 et tableau 4.2).

5.2.3 Profondeur du Moho

À partir des tests effectués avec les différents modèles initiaux (appendice D), il s'avère que le modèle final est très dépendant du modèle initial, et ce, à cause des limitations de l'inversion des moindres carrées (Hermann, 2002). Les ondes de surface sont sensibles aux vitesses sismiques absolues pour une gamme de profondeurs, reliée au noyau de sensibilité des ondes de Rayleigh (figure 5.2). D'un autre côté, les ondes de surface sont pratiquement incapables de repérer un changement abrupt de vitesses comme le Moho dû au gradient de vitesse utilisé (Eaton et al. 2009). La profondeur du Moho est donc difficile à évaluer avec notre méthode utilisée pour définir les structures au Groenland. Le modèle initial retenu, modifié de iasp91 (Kennett, 1991), permet une transition lisse jusqu'au Moho

afin de ne pas appliquer une discontinuité trop abrupte aux données. De ce fait, on peut estimer qualitativement les régions possédant une épaisseur de croûte plus élevée.

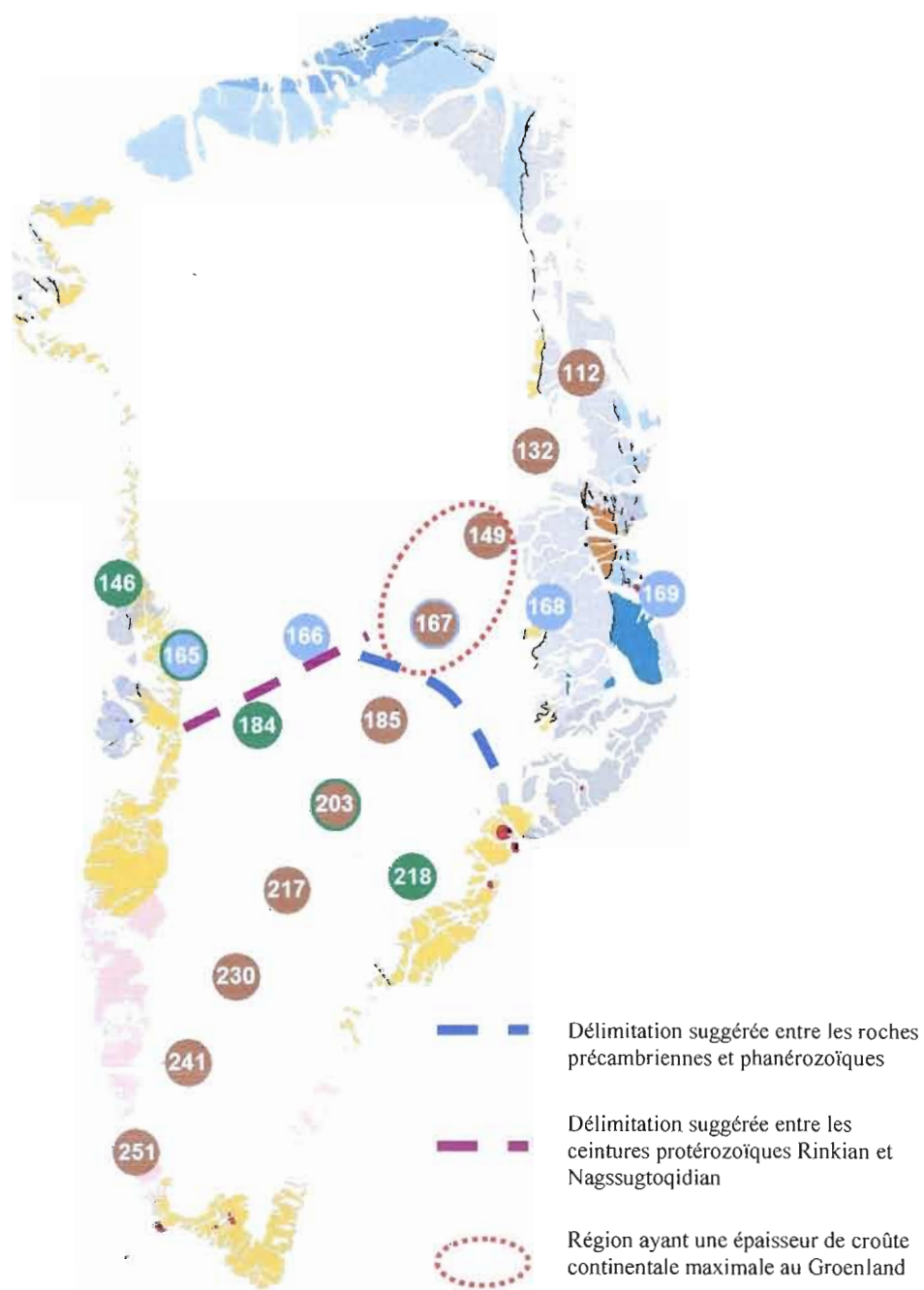


Figure 5.6 Interprétation géologique et tectonique des sections continentales de vitesses d'onde de cisaillement. Se référer à la figure 1.2 pour la légende géologique. Modifiée de Henriksen et al. (2002)

CONCLUSION

Les installations de stations sismiques au Groenland, temporaires et permanentes, ont augmenté la couverture des trajectoires séisme-station, permettant ainsi une analyse des vitesses de groupe. La résolution des modèles s'avère excellente pour la majorité des régions, comparativement aux études antérieures réalisées au Groenland. Des structures de la croûte continentale et du manteau supérieur ont pu être dégagées dans le cadre de cette étude.

En utilisant 28 stations sismiques et 373 séismes localisés sur le pourtour du Groenland, nous avons construit des cartes tomographiques 2D de vitesses de groupe pour des périodes de 15 à 50 secondes en considérant un milieu isotropique. À partir des courbes de dispersion obtenues, des cartes de vitesses de groupe et des profils de vitesses d'ondes de cisaillement V_s en fonction de la profondeur ont été réalisés pour certaines anomalies.

Nos cartes de vitesses de groupe présentent des structures détaillées dans quelques régions du Groenland. Les variations latérales des vitesses de groupe les plus prononcées ont été observées aux périodes les plus courtes, soit de 15 à 30 secondes. Pour ces périodes, le contraste élevé des vitesses de groupe entre la région continentale et océanique marque clairement la limite entre ces deux régions. Pour des périodes intermédiaires, une anomalie de vitesses négative est observée dans la portion nord du Groenland. Cette structure pourrait représenter les ceintures protérozoïques de faible épaisseurs et les bassins sédimentaires au nord comparativement au craton archéen et aux ceintures protérozoïques composées de roches archéennes remaniées présents au sud.

Pour les périodes plus grandes (de 25 à 50 secondes), une forte anomalie de vitesse négative est présente au centre du Groenland, entourée d'une anomalie de vitesse positive qui prends une forme circulaire plus en profondeur. Ces structures pourraient représenter l'interface croûte - manteau supérieur. En effet, pour les périodes variant entre 40 et 50 secondes, les vitesses de groupe échantillonnent une gamme de profondeur allant de 30 à 70 km. L'anomalie de vitesse de groupe négative située au centre, de 3 à 5 % plus faible que la

moyenne, pourrait être associée à une profondeur du Moho plus grande que pour les régions adjacentes au sud et au nord au Groenland.

Les modèles de vitesses d'ondes de cisaillement montrent une bonne corrélation avec les structures géologiques connues. Ces modèles permettent la distinction entre les roches précambriennes du sud et les roches phanérozoïques et protérozoïques tardives situées au nord. La différence entre la croûte océanique et continentale est également bien définie dans les modèles.

Un signal de la plume mantellique islandaise est présent dans la partie océanique entre le Groenland et l'Islande. Par contre, la résolution de nos données dans cette région s'avère très faible dû au manque de trajectoire séisme-station. Nos données ont permis de repérer le « Greenland-Iceland Ridge », répertorié dans les études précédentes.

Afin de pallier au manque de trajectoires croisées dans la partie nord-ouest et sud-ouest au Groenland, un plus grand nombre de séismes devra être considéré dans le nord-canadien pour une étude ultérieure.

Les résultats de notre étude sont en accords avec les précédentes études sismiques au Groenland. Les cartes tomographiques de vitesses de groupe produites, similaires à celles des tomographies globales, ont permis de dégager de nouvelles structures, mieux définies, au sein de la croûte continentale et du manteau supérieur avec une résolution latérale de l'ordre de 200 km.

Le présent ouvrage n'a pu dégager avec précision la profondeur Moho dû aux caractéristiques limitatives des analyses avec les ondes de surface. Toutefois, on note une épaisseur de croûte continentale plus élevée dans la partie centrale du Groenland comparativement au sud.

Afin d'améliorer la résolution verticale du modèle, une étude utilisant une inversion conjointe des modèles d'ondes de surface et de 'receiver function' permettrait d'obtenir une carte 3D plus précise de la profondeur du Moho au Groenland.

APPENDICE A

LISTE DES SÉISMES UTILISÉS ET LEURS CARACTÉRISTIQUES

Année	Jour julien	Mois	Jour	Heure	Minutes	Seconde	Latitude (°)	Longitude (°)	Profondeur (km)	Magnitude
1999	1	1	1	9	28	8,00	80,00	-111,40	10	5,0
1999	1	1	1	9	28	8,00	80,00	-111,40	10	4,7
1999	28	1	28	22	52	45,70	85,51	85,90	10	5,0
1999	32	2	1	4	52	40,00	85,60	86,10	10	5,1
1999	32	2	1	5	19	9,20	85,79	86,46	10	5,0
1999	32	2	1	7	37	49,60	85,63	85,40	10	5,1
1999	32	2	1	8	1	58,00	85,60	85,20	10	5,3
1999	32	2	1	9	56	33,30	85,44	89,26	10	5,0
1999	32	2	1	10	11	45,00	85,60	85,50	10	5,0
1999	32	2	1	11	56	0,00	85,60	87,10	10	5,4
1999	40	2	9	16	46	45,90	45,57	-25,27	9	6,1
1999	46	2	15	23	9	32,00	86,00	81,00	10	5,2
1999	47	2	16	21	49	6,00	85,70	84,80	10	5,0
1999	50	2	19	19	7	37,00	85,60	85,80	10	5,1
1999	50	2	19	19	9	59,90	85,35	89,09	10	5,0
1999	50	2	19	22	55	40,00	85,60	84,90	10	5,0
1999	53	2	22	8	2	3,00	85,00	94,00	0	5,4
1999	56	2	25	14	31	56,10	85,55	85,46	10	5,0
1999	56	2	25	15	35	17,30	85,60	84,14	10	5,1
1999	56	2	25	17	24	34,00	85,65	85,21	10	5,3
1999	60	3	1	17	46	46,00	85,70	86,00	10	5,0
1999	63	3	4	7	52	45,60	85,61	85,95	10	5,1
1999	64	3	5	13	7	19,70	85,66	91,54	10	5,3
1999	65	3	6	7	21	38,50	85,64	84,64	10	5,0
1999	65	3	6	21	0	3,00	50,20	-29,00	10	5,1
1999	69	3	10	13	12	54,70	52,30	-31,78	10	5,2
1999	69	3	10	13	13	23,00	55,80	-26,80	10	5,2
1999	72	3	13	1	26	32,00	86,05	84,13	33	5,0
1999	75	3	16	12	50	48,33	49,61	-66,32	18	5,1

Année	Jour julien	Mois	Jour	Heure	Minutes	Seconde	Latitude (°)	Longitude (°)	Profondeur (km)	Magnitude
1999	78	3	19	8	0	35,60	85,21	84,52	15	5,2
1999	80	3	21	15	24	5,40	85,64	83,74	15	5,3
1999	87	3	28	6	7	20,00	52,60	-34,70	10	5,3
1999	87	3	28	8	28	9,00	83,90	-1,50	10	5,1
1999	87	3	28	21	33	44,00	85,50	87,04	10	5,1
1999	88	3	29	13	18	54,60	85,55	86,85	10	5,0
1999	90	3	31	12	45	36,60	85,57	86,42	10	5,0
1999	91	4	1	10	43	21,40	85,63	85,93	10	5,1
1999	91	4	1	10	47	52,00	86,07	87,24	35	5,1
1999	103	4	13	2	9	6,30	75,18	5,40	33	5,1
1999	111	4	21	16	44	34,00	85,50	86,60	10	5,1
1999	116	4	26	13	20	1,00	86,38	83,81	10	5,0
1999	122	5	2	16	13	33,30	56,00	-38,00	0	5,2
1999	122	5	2	16	13	49,30	56,33	-34,79	29,9	5,0
1999	122	5	2	16	14	20,80	57,10	-29,00	10	5,1
1999	123	5	3	4	24	34,00	56,73	-34,75	9	5,4
1999	138	5	18	20	20	16,00	85,63	86,15	10	5,1
1999	146	5	26	23	56	32,67	85,61	86,53	10	5,1
1999	148	5	28	18	5	48,00	85,60	84,40	10	5,1
1999	158	6	7	16	10	32,00	73,62	5,07	5	5,0
1999	158	6	7	16	26	2,00	73,00	5,20	10	5,0
1999	158	6	7	16	35	46,73	73,07	5,54	10	5,0
1999	162	6	11	23	54	51,40	85,60	83,70	15	5,0
1999	169	6	18	19	47	17,00	84,00	100,00	0	5,6
1999	169	6	18	19	47	23,20	85,52	82,02	15	5,0
1999	182	7	1	2	6	57,30	70,53	-16,18	20	5,4
1999	188	7	7	14	3	9,90	85,70	84,80	10	5,4
1999	189	7	8	19	25	9,50	85,70	83,30	10	5,1
1999	200	7	19	22	0	6,00	85,54	84,91	10	5,0

Année	Jour julien	Mois	Jour	Heure	Minutes	Seconde	Latitude (°)	Longitude (°)	Profondeur (km)	Magnitude
1999	207	7	26	1	41	48,10	62,15	-124,21	10	4,6
1999	210	7	29	12	50	55,30	61,01	-57,34	6	4,6
1999	210	7	29	12	50	55,91	60,80	-57,97	0	5,4
1999	211	7	30	10	57	57,20	85,55	84,13	10	5,0
1999	214	8	2	6	40	58,50	85,56	84,66	10	5,1
1999	215	8	3	13	55	39,00	72,46	0,32	5	5,2
1999	220	8	8	13	45	43,40	85,53	87,49	23,3	5,0
1999	238	8	26	5	3	4,90	71,72	-2,48	10	5,1
1999	251	9	8	16	56	28,50	49,97	-29,44	10	5,1
1999	267	9	24	12	5	29,30	85,40	86,39	10	5,0
1999	324	11	20	22	42	21,80	53,61	-47,34	33	5,2
1999	324	11	20	23	14	49,80	53,70	-35,20	10	5,1
1999	338	12	4	2	1	38,50	58,07	-31,89	15	5,6
1999	338	12	4	2	3	15,20	57,95	-32,73	5	5,2
1999	339	12	5	16	21	49,40	58,00	-33,06	4	5,2
1999	339	12	5	16	21	50,62	57,86	-32,72	3,3	5,3
1999	339	12	5	16	21	57,30	57,74	-32,40	15	5,5
1999	341	12	7	5	35	55,00	75,40	-120,40	18	4,5
1999	341	12	7	5	35	56,00	75,18	-121,06	33	5,1
2000	1	1	1	11	22	58,21	46,84	-78,92	12	5,2
2000	21	1	21	1	44	1,32	79,35	-20,52	18	5,3
2000	34	2	3	15	53	12,90	75,27	10,20	10	5,0
2000	43	2	12	9	5	6,63	79,89	0,44	10	5,0
2000	76	3	16	3	51	51,08	65,30	-86,10	5	4,5
2000	111	4	20	16	7	29,20	57,70	-33,10	10	5,0
2000	117	4	26	3	21	24,00	84,30	107,13	10	5,5
2000	142	5	21	19	58	47,40	71,20	-8,30	10	5,5
2000	144	5	23	1	10	50,70	71,22	-8,78	10	5,2
2000	146	5	25	4	9	0,80	71,20	-7,30	10	5,2

Année	Jour julien	Mois	Jour	Heure	Minutes	Seconde	Latitude (°)	Longitude (°)	Profondeur (km)	Magnitude
2000	169	6	17	15	40	49,60	63,92	-20,45	10	6,2
2000	169	6	17	15	40	50,70	63,99	-20,47	0	6,5
2000	169	6	17	15	42	51,41	63,70	-20,36	10	5,6
2000	169	6	17	15	45	26,00	64,07	-22,23	5	5,0
2000	173	6	21	0	51	46,80	64,00	-20,80	10	7,0
2000	173	6	21	14	56	47,40	68,30	-12,80	10	5,3
2000	182	6	30	1	37	49,10	71,12	-8,80	10	5,2
2000	198	7	16	22	28	47,50	49,40	-28,60	10	5,0
2000	199	7	17	8	18	46,70	70,77	-12,96	15	5,1
2000	199	7	17	22	3	25,50	71,00	-13,10	10	5,0
2000	211	7	29	22	29	47,30	73,10	-19,70	10	5,1
2000	221	8	8	17	57	54,70	61,70	-24,10	10	5,2
2000	222	8	9	2	17	48,10	57,91	-33,57	10	5,0
2000	224	8	11	6	34	19,30	70,87	-7,15	10	5,0
2000	228	8	15	5	0	24,40	71,14	-8,58	10	5,4
2000	269	9	25	3	21	9,80	71,27	-11,31	10	5,1
2000	277	10	3	1	43	4,67	80,47	-112,94	18	4,6
2000	298	10	24	2	28	7,29	80,09	-1,60	18	5,2
2000	313	11	8	6	59	58,80	77,04	-77,83	17	6,0
2000	318	11	13	21	23	36,00	77,00	-127,00	0	4,6
2000	318	11	13	21	24	13,60	81,12	-116,43	15	5,1
2000	356	12	21	5	19	17,00	58,71	-32,37	5	5,1
2000	366	12	31	1	45	6,50	82,01	116,83	15	5,1
2001	20	1	20	22	48	44,52	45,08	-28,14	10	5,3
2001	21	1	21	1	32	28,30	45,61	-28,27	10	5,1
2001	21	1	21	11	58	52,63	45,10	-28,14	10	5,3
2001	22	1	22	18	17	36,52	65,88	-52,51	10	4,9
2001	23	1	23	4	13	57,43	53,39	-35,33	10	5,3
2001	88	3	29	22	35	40,60	85,80	84,60	10	5,0

Année	Jour julien	Mois	Jour	Heure	Minutes	Seconde	Latitude (°)	Longitude (°)	Profondeur (km)	Magnitude
2001	96	4	6	9	33	9,12	53,67	-35,28	10	5,2
2001	96	4	6	9	58	10,90	53,31	-35,66	10	5,0
2001	96	4	6	10	53	11,90	53,70	-35,10	10	5,2
2001	111	4	21	2	30	40,03	64,48	-125,71	10	4,6
2001	195	7	14	1	14	56,13	52,76	-34,94	10	5,1
2001	197	7	16	14	9	29,24	79,51	4,19	10	5,2
2001	213	8	1	9	20	8,72	71,08	-13,03	10	5,0
2001	223	8	11	21	22	7,60	62,50	-128,54	5	4,9
2001	226	8	14	19	35	37,94	76,67	-107,27	10	4,9
2001	226	8	14	19	35	37,94	76,67	-107,27	10	5,2
2001	235	8	23	16	43	5,18	77,39	-127,56	10	4,7
2001	238	8	26	18	28	23,32	79,86	2,67	10	5,4
2001	242	8	30	11	38	47,26	49,53	-28,50	10	5,3
2001	246	9	3	6	54	55,18	76,53	-106,67	18	4,5
2001	248	9	5	2	33	49,40	78,00	-114,60	10	4,7
2001	248	9	5	2	33	49,81	77,98	-114,67	10	4,6
2001	248	9	5	2	33	49,90	77,95	-115,16	18	5,1
2001	257	9	14	8	35	52,72	57,94	-32,51	10	5,3
2001	313	11	9	5	36	9,86	53,11	-35,15	10	5,3
2001	320	11	16	16	19	36,64	74,88	8,24	10	5,1
2001	332	11	28	4	18	37,40	65,02	-113,58	0	4,7
2001	353	12	19	3	52	24,26	61,91	-123,80	10	4,6
2002	7	1	7	10	41	8,00	69,11	-95,87	18	4,7
2002	23	1	23	11	20	9,10	79,98	-2,28	10	5,3
2002	34	2	3	17	6	28,00	47,16	-27,40	12	5,1
2002	90	3	31	19	7	45,00	53,87	-35,37	9	5,2
2002	90	3	31	22	49	9,79	53,86	-35,37	10	5,2
2002	90	3	31	22	49	42,00	55,83	-33,12	10	5,0
2002	98	4	8	3	55	37,90	73,80	8,50	10	5,1

Année	Jour julien	Mois	Jour	Heure	Minutes	Seconde	Latitude (°)	Longitude (°)	Profondeur (km)	Magnitude
2002	123	5	3	11	20	51,00	86,01	31,60	9	5,7
2002	123	5	3	15	33	34,00	85,97	31,15	9	5,5
2002	137	5	17	10	39	10,80	48,19	-27,82	0,1	5,1
2002	137	5	17	10	40	10,80	48,15	-27,78	10	5,3
2002	137	5	17	10	41	9,60	48,94	-28,91	15	6,3
2002	148	5	28	15	39	1,00	86,28	37,18	12	5,1
2002	162	6	11	21	4	30,00	50,11	-29,18	12	5,0
2002	191	7	10	14	13	14,80	73,05	5,17	10	5,2
2002	237	8	25	2	43	5,50	62,58	-124,47	10	4,7
2002	254	9	11	4	50	32,86	83,14	-6,08	10	5,5
2002	259	9	16	18	48	26,72	66,94	-18,46	10	5,5
2002	259	9	16	18	48	26,72	66,94	-18,46	10	5,8
2002	279	10	6	1	18	40,00	58,50	-31,55	15	5,5
2002	279	10	6	1	41	7,74	58,42	-31,70	10	5,0
2002	280	10	7	16	28	40,50	58,49	-32,03	15	5,2
2002	280	10	7	17	2	55,20	58,30	-32,00	10	5,0
2002	280	10	7	18	5	39,00	58,24	-32,07	4	5,0
2002	280	10	7	20	3	55,54	58,33	-31,83	0	5,7
2002	280	10	7	20	3	59,90	58,63	-31,50	15	5,7
2002	285	10	12	3	46	50,10	71,71	-3,85	10	5,2
2002	358	12	24	10	47	17,98	47,43	-27,35	0	5,1
2003	44	2	13	2	21	8,21	81,63	-3,58	10	5,1
2003	127	5	7	13	10	24,10	48,81	-29,58	10	5,2
2003	127	5	7	13	10	29,24	50,14	-30,06	10	5,2
2003	127	5	7	13	10	33,40	50,30	-29,79	15	5,1
2003	128	5	8	22	43	3,00	50,49	-29,69	15	5,0
2003	132	5	12	8	15	16,90	70,97	-6,49	0	5,3
2003	165	6	14	19	33	23,80	85,31	10,13	10	5,1
2003	170	6	19	12	59	23,14	71,08	-7,64	0,5	5,6

Année	Jour julien	Mois	Jour	Heure	Minutes	Seconde	Latitude (°)	Longitude (°)	Profondeur (km)	Magnitude
2003	200	7	19	13	13	48,20	62,00	-26,70	10	5,1
2003	216	8	4	3	8	35,00	65,99	5,48	18	5,1
2003	235	8	23	2	0	11,90	63,61	-22,77	15	5,1
2003	241	8	29	7	7	19,70	50,66	-28,72	10	5,0
2003	242	8	30	1	4	42,00	73,27	6,42	6	5,1
2003	265	9	22	20	45	15,88	80,32	-1,69	3,5	5,2
2003	269	9	26	4	35	16,00	83,63	-4,04	4	5,3
2003	280	10	7	2	36	54,76	79,11	2,18	10	5,0
2003	308	11	4	1	0	12,90	65,69	-124,08	10	4,8
2003	308	11	4	17	10	54,60	72,06	-2,62	31	5,0
2003	325	11	21	4	9	13,70	45,40	-27,90	33	5,8
2004	19	1	19	7	22	49,77	84,45	105,50	2,4	5,5
2004	24	1	24	13	1	45,70	52,12	-30,18	10	5,4
2004	24	1	24	13	1	46,30	52,88	-30,28	10	5,7
2004	105	4	14	23	7	37,50	71,04	-7,81	10	5,7
2004	114	4	23	1	58	36,98	49,92	-28,93	0	5,0
2004	114	4	23	7	18	51,00	49,90	-28,89	9	5,1
2004	156	6	4	8	50	16,10	72,14	-70,96	10	4,7
2004	172	6	20	13	24	38,09	46,50	-27,46	0	5,0
2004	187	7	5	10	48	24,78	72,39	-70,65	18	4,9
2004	202	7	20	6	49	1,00	50,21	-29,19	12	5,0
2004	203	7	21	11	25	42,70	78,48	7,14	10	5,0
2004	222	8	9	16	11	11,50	45,04	-25,32	15	5,7
2004	222	8	9	16	11	11,50	45,04	-25,32	15	5,4
2004	233	8	20	22	24	16,00	62,23	-25,65	12	5,2
2004	239	8	26	23	11	36,00	64,80	-86,30	18	4,9
2004	239	8	26	23	11	37,10	64,76	-86,28	18	5,0
2004	259	9	15	7	52	16,83	75,80	-69,46	0	4,7
2004	332	11	27	6	38	29,29	76,17	7,53	10	5,1

Année	Jour julien	Mois	Jour	Heure	Minutes	Seconde	Latitude (°)	Longitude (°)	Profondeur (km)	Magnitude
2004	350	12	15	6	47	2,70	81,49	-3,69	10	5,2
2004	358	12	23	22	3	26,40	85,30	90,40	10	5,5
2005	31	1	31	20	29	5,50	65,84	-10,08	10	5,3
2005	41	2	10	18	22	23,00	65,28	-2,23	30	5,5
2005	65	3	6	5	1	12,70	84,85	99,11	10	5,5
2005	65	3	6	5	6	12,98	85,03	98,93	0	5,1
2005	65	3	6	5	21	40,38	84,92	99,72	2,9	5,9
2005	65	3	6	6	17	50,60	47,88	-69,66	33	5,1
2005	65	3	6	8	24	44,90	84,87	99,23	10	5,3
2005	69	3	10	0	28	24,30	85,21	93,10	10	5,2
2005	69	3	10	3	23	1,20	85,32	93,38	10	5,0
2005	75	3	16	11	8	43,10	85,19	91,66	10	5,2
2005	77	3	18	4	24	48,00	85,30	91,20	10	5,0
2005	83	3	24	3	26	52,50	50,16	-24,59	10	5,1
2005	83	3	24	3	27	6,00	50,60	-22,90	10	5,2
2005	85	3	26	9	44	6,11	47,73	-27,53	0	5,8
2005	89	3	30	15	46	50,88	69,14	-53,82	18	4,7
2005	92	4	2	6	6	42,20	78,60	6,50	10	5,3
2005	92	4	2	6	6	48,00	78,37	9,08	33	5,0
2005	92	4	2	6	34	30,80	78,50	7,20	10	5,1
2005	92	4	2	12	52	32,80	78,81	5,97	7	6,2
2005	101	4	11	12	12	56,40	71,75	-1,71	19	5,1
2005	130	5	10	21	40	25,20	62,20	-26,40	10	5,0
2005	131	5	11	6	42	30,40	62,10	-26,30	10	5,2
2005	131	5	11	6	47	14,00	62,15	-26,47	9	5,0
2005	131	5	11	7	16	34,00	62,18	-26,37	12	5,1
2005	131	5	11	7	20	26,40	62,00	-26,30	10	5,0
2005	131	5	11	16	45	12,90	61,90	-26,40	10	5,3
2005	131	5	11	17	29	58,00	62,20	-26,50	10	5,1

Année	Jour julien	Mois	Jour	Heure	Minutes	Seconde	Latitude (°)	Longitude (°)	Profondeur (km)	Magnitude
2005	131	5	11	21	28	0,00	62,50	-26,15	10	5,1
2005	132	5	12	9	8	50,70	62,00	-26,70	10	5,1
2005	132	5	12	20	44	48,10	62,10	-26,60	10	5,0
2005	134	5	14	22	10	32,00	62,22	-26,30	10	5,1
2005	158	6	7	4	59	34,90	62,00	-26,40	10	5,0
2005	160	6	9	2	44	28,20	62,74	-26,85	9	5,0
2005	167	6	16	10	17	59,40	81,66	-4,83	10	5,0
2005	167	6	16	10	18	1,30	81,56	-4,92	12	5,0
2005	169	6	18	19	55	43,00	82,46	-5,75	12	5,0
2005	187	7	6	3	47	53,80	54,98	-35,56	10	5,2
2005	187	7	6	3	47	59,00	55,59	-35,15	12	5,2
2005	187	7	6	8	24	38,90	69,00	-16,60	10	5,2
2005	187	7	6	8	25	28,70	65,56	-13,12	10	5,2
2005	206	7	25	10	12	31,34	61,02	-58,89	18	4,6
2005	206	7	25	16	2	3,90	71,34	-7,52	10	5,5
2005	218	8	6	4	2	29,30	85,29	97,52	9	5,1
2005	225	8	13	23	23	18,40	79,62	4,43	5	5,0
2005	232	8	20	10	51	21,40	70,98	8,51	19	5,2
2005	242	8	30	17	34	18,80	81,70	-15,70	10	5,0
2005	242	8	30	20	53	48,90	71,90	-1,10	10	5,0
2005	292	10	19	9	1	10,40	71,00	-6,94	10	5,9
2005	311	11	7	1	49	34,68	71,69	-12,15	10	5,0
2005	316	11	12	17	1	35,44	68,78	-17,40	10	5,1
2005	336	12	2	8	40	15,04	52,87	-34,66	10	5,0
2005	338	12	4	4	14	29,73	72,13	-0,16	10	5,0
2005	343	12	9	17	11	36,28	85,10	11,29	10	5,0
2006	11	1	11	15	13	42,73	76,17	5,76	10	5,1
2006	14	1	14	13	26	38,02	72,15	-129,90	10	4,7
2006	14	1	14	13	26	38,02	72,15	-129,90	10	5,0

Année	Jour julien	Mois	Jour	Heure	Minutes	Seconde	Latitude (°)	Longitude (°)	Profondeur (km)	Magnitude
2006	17	1	17	1	57	31,02	63,51	-23,98	10	5,0
2006	29	1	29	19	49	46,35	71,49	-3,73	10	5,1
2006	35	2	4	14	29	54,68	59,14	-30,87	6,3	5,3
2006	35	2	4	18	31	18,60	58,95	-31,06	1,4	5,1
2006	41	2	10	13	22	17,95	70,83	-14,74	7,5	5,1
2006	44	2	13	18	17	12,44	59,44	-30,23	10	5,0
2006	45	2	14	0	39	48,85	84,25	0,44	8,5	5,5
2006	56	2	25	1	39	21,48	45,67	-75,27	17,8	5,2
2006	57	2	26	9	8	25,31	49,94	-28,93	10	5,1
2006	64	3	5	0	4	21,80	52,60	-32,00	10	5,1
2006	64	3	5	2	40	28,70	52,46	-32,92	11	5,1
2006	64	3	5	10	42	14,02	64,96	-129,15	0	4,8
2006	64	3	5	10	42	14,50	64,90	-129,20	5	5,5
2006	72	3	13	5	36	9,20	52,85	-31,85	13	5,4
2006	86	3	27	23	34	48,10	87,00	58,10	10	5,1
2006	93	4	3	11	55	33,90	82,52	-6,99	13	5,1
2006	113	4	23	15	40	54,29	61,86	-124,13	1	4,5
2006	114	4	24	15	16	32,70	82,00	119,00	10	5,1
2006	114	4	24	17	1	51,70	82,00	119,08	12	5,3
2006	129	5	9	10	15	30,30	71,80	-6,70	21	5,0
2006	130	5	10	14	8	17,86	52,70	-32,42	18	5,0
2006	135	5	15	0	24	42,08	71,43	-70,67	18	4,5
2006	148	5	28	13	23	26,20	74,10	13,60	10	5,1
2006	165	6	14	0	4	41,90	48,80	-28,00	10	5,1
2006	165	6	14	0	4	41,90	48,80	-28,00	10	5,2
2006	180	6	29	20	5	20,70	52,64	-35,11	19	5,2
2006	180	6	29	20	5	21,60	52,81	-34,94	10	5,2
2006	181	6	30	2	43	32,90	74,00	8,80	10	5,0
2006	185	7	4	18	53	36,70	79,60	3,20	10	5,0

Année	Jour julien	Mois	Jour	Heure	Minutes	Seconde	Latitude (°)	Longitude (°)	Profondeur (km)	Magnitude
2006	209	7	28	8	13	20,80	59,00	-30,80	10	5,2
2006	209	7	28	9	15	2,80	59,23	-30,60	12	5,2
2006	209	7	28	12	56	45,90	59,28	-30,68	6,2	5,2
2006	211	7	30	7	16	54,90	72,17	0,62	10	5,2
2006	214	8	2	15	21	45,60	68,20	-58,80	10	4,6
2006	221	8	9	22	31	12,80	78,52	8,26	24	5,1
2006	225	8	13	19	3	4,40	71,50	-4,40	10	5,0
2006	235	8	23	4	15	30,20	49,73	-28,57	10	5,0
2006	254	9	11	12	47	14,20	46,22	-28,42	33	5,1
2006	266	9	23	7	20	4,40	70,90	-6,30	18	5,1
2006	272	9	29	12	57	31,00	75,90	7,50	10	5,0
2006	273	9	30	22	41	14,60	60,06	-55,66	18	4,8
2006	304	10	31	14	5	7,60	46,80	-27,40	10	5,1
2006	306	11	2	22	47	11,80	72,20	1,20	10	5,2
2006	322	11	18	10	57	28,71	71,72	-72,26	18	4,9
2006	333	11	29	15	22	24,40	53,78	-35,25	12	5,1
2006	333	11	29	15	28	12,10	53,70	-35,40	10	5,0
2006	333	11	29	15	38	44,50	53,74	-35,44	10	5,6
2006	333	11	29	15	38	49,90	54,01	-34,56	13,1	5,3
2006	341	12	7	5	20	52,40	47,10	-27,30	10	5,2
2007	3	1	3	6	20	24,60	80,50	-110,50	10	4,6
2007	50	2	19	14	14	50,76	49,18	-28,41	10	5,3
2007	56	2	25	20	13	43,81	73,27	7,88	10	5,1
2007	56	2	25	21	53	13,56	73,20	6,78	10	5,4
2007	58	2	27	5	51	50,46	63,30	-23,93	10	5,0
2007	69	3	10	17	3	37,86	74,26	8,71	10	5,6
2007	86	3	27	2	30	23,66	47,72	-27,54	10	5,0
2007	115	4	25	2	11	54,72	47,16	-27,46	10	5,4
2007	126	5	6	6	7	29,60	45,52	-27,71	10	5,2

Année	Jour julien	Mois	Jour	Heure	Minutes	Seconde	Latitude (°)	Longitude (°)	Profondeur (km)	Magnitude
2007	143	5	23	4	41	46,54	52,35	-31,81	10	5,6
2007	239	8	27	18	9	34,58	49,53	-28,49	10	5,0
2007	275	10	2	16	34	46,62	57,49	-33,03	10	5,3
2007	340	12	6	10	52	33,13	71,33	-9,34	10	5,4
2008	10	1	10	22	50	40,33	81,95	-5,27	10	5,1
2008	15	1	15	6	35	14,50	70,23	-15,32	10	5,0
2008	25	1	25	22	20	8,15	74,72	-94,24	18	4,6
2008	37	2	6	7	33	22,45	50,14	-28,91	10	5,0
2008	106	4	15	7	50	24,47	85,08	96,07	10	5,1
2008	106	4	15	10	19	30,79	85,07	95,91	27,9	5,0
2008	124	5	3	18	23	6,13	75,40	-61,51	10	4,6
2008	124	5	3	20	11	33,69	79,00	-115,98	18	4,7
2008	127	5	6	8	39	51,32	53,25	-35,23	10	5,1
2008	127	5	6	8	47	10,87	53,48	-35,13	10	5,2
2008	127	5	6	19	51	11,37	71,48	-12,58	10	5,0
2008	149	5	28	13	19	52,67	84,91	12,90	10	5,2
2008	150	5	29	15	46	0,32	64,01	-21,01	9	6,2
2008	168	6	16	13	28	46,84	71,63	-53,77	10	4,5
2008	226	8	13	8	35	2,01	83,64	115,25	10	5,4
2008	226	8	13	18	30	57,27	83,55	114,52	10	5,7
2008	264	9	20	5	16	10,57	63,59	-129,03	10	5,2
2008	272	9	28	19	52	25,84	71,41	-4,44	10	5,0
2008	272	9	28	22	20	21,10	71,33	-3,88	10	5,5
2008	281	10	7	10	0	48,12	79,82	-115,45	10	5,6
2008	281	10	7	12	13	12,82	79,52	-114,78	10	4,9
2008	281	10	7	19	49	4,94	79,64	-115,50	10	4,5
2008	282	10	8	3	20	23,13	79,69	-115,43	10	4,6
2008	282	10	8	7	57	34,94	79,79	-115,44	10	4,8
2008	282	10	8	7	57	34,94	79,79	-115,44	10	5,3

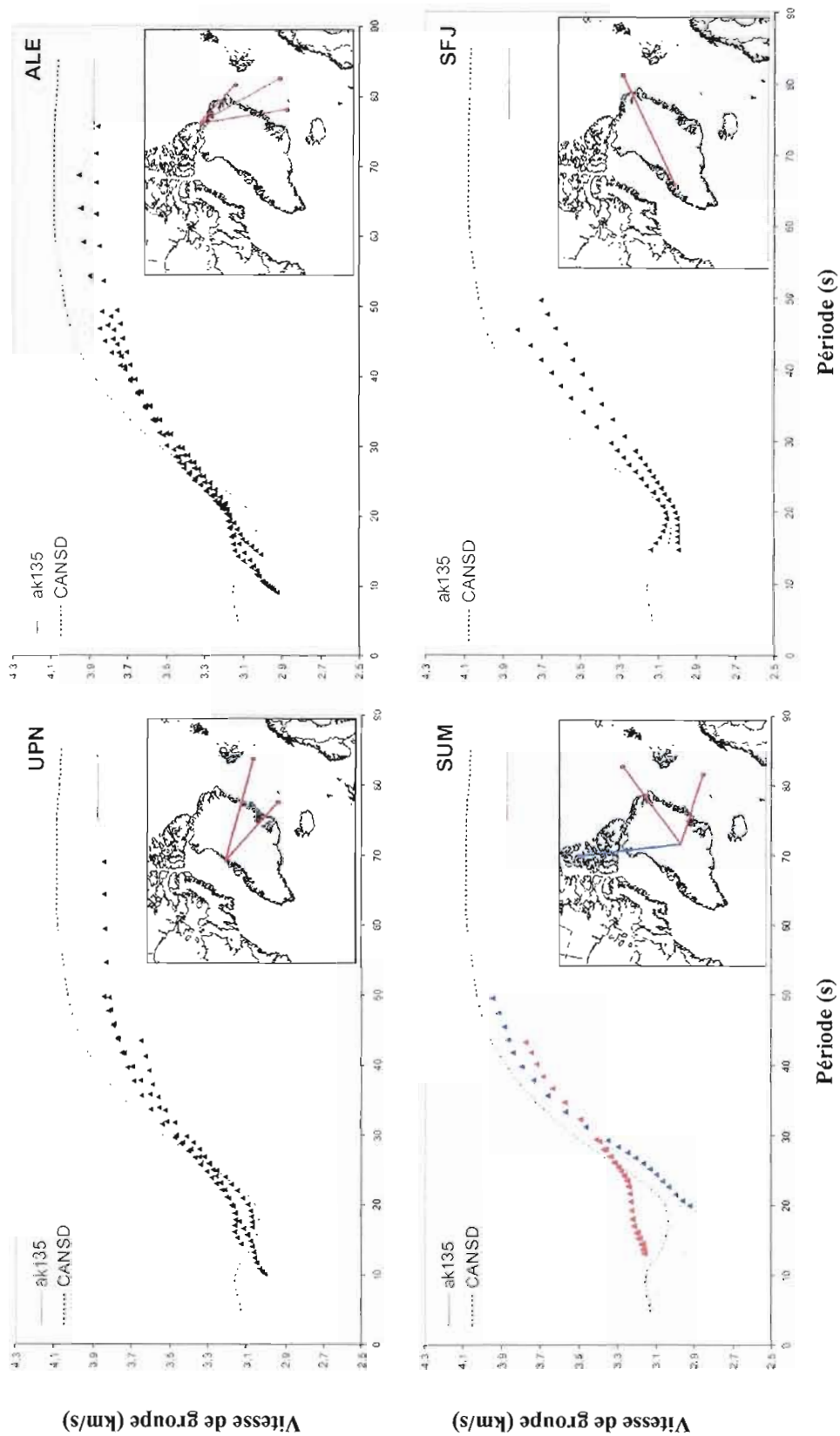
Année	Jour julien	Mois	Jour	Heure	Minutes	Seconde	Latitude (°)	Longitude (°)	Profondeur (km)	Magnitude
2008	322	11	17	12	55	22,79	79,65	-116,06	7	5,4
2008	322	11	17	13	16	50,10	79,69	-115,60	10	4,7
2008	322	11	17	13	40	11,51	79,68	-115,65	10	5,7
2008	322	11	17	17	17	5,05	79,69	-115,54	10	4,7
2008	322	11	17	17	17	5,05	79,69	-115,54	10	5,2
2008	323	11	18	3	59	48,66	79,69	-115,34	10	5,6
2008	323	11	18	3	59	48,66	79,69	-115,34	10	4,9
2008	323	11	18	4	10	35,24	79,77	-115,87	10	5,5
2008	323	11	18	4	52	51,33	79,74	-115,45	10	5,6
2008	323	11	18	5	37	27,73	79,74	-115,04	10	4,8
2008	323	11	18	5	37	27,73	79,74	-115,04	10	5,3
2008	323	11	18	7	5	12,73	79,79	-114,85	10	4,7
2008	323	11	18	7	5	12,73	79,79	-114,85	10	5,0
2008	324	11	19	5	19	51,54	79,78	-114,71	10	4,7
2008	324	11	19	9	56	30,76	79,73	-114,67	10	4,5
2008	324	11	19	15	20	58,05	47,37	-27,45	10	5,0
2008	324	11	19	21	40	23,37	79,67	-115,10	10	4,8
2008	354	12	19	8	31	51,02	47,00	-27,29	2	5,8
2008	361	12	26	16	38	49,56	68,18	-59,01	10	4,9
2009	22	1	22	14	34	28,56	53,03	-35,10	10	5,0
2009	52	2	21	16	53	54,35	55,45	-35,07	10	5,1
2009	64	3	5	12	17	26,25	80,21	-1,09	10	5,1
2009	64	3	5	19	41	40,70	80,28	-1,83	10	5,5
2009	65	3	6	10	50	29,41	80,32	-1,85	9	6,6
2009	188	7	7	19	11	45,30	75,33	-72,31	10	5,9

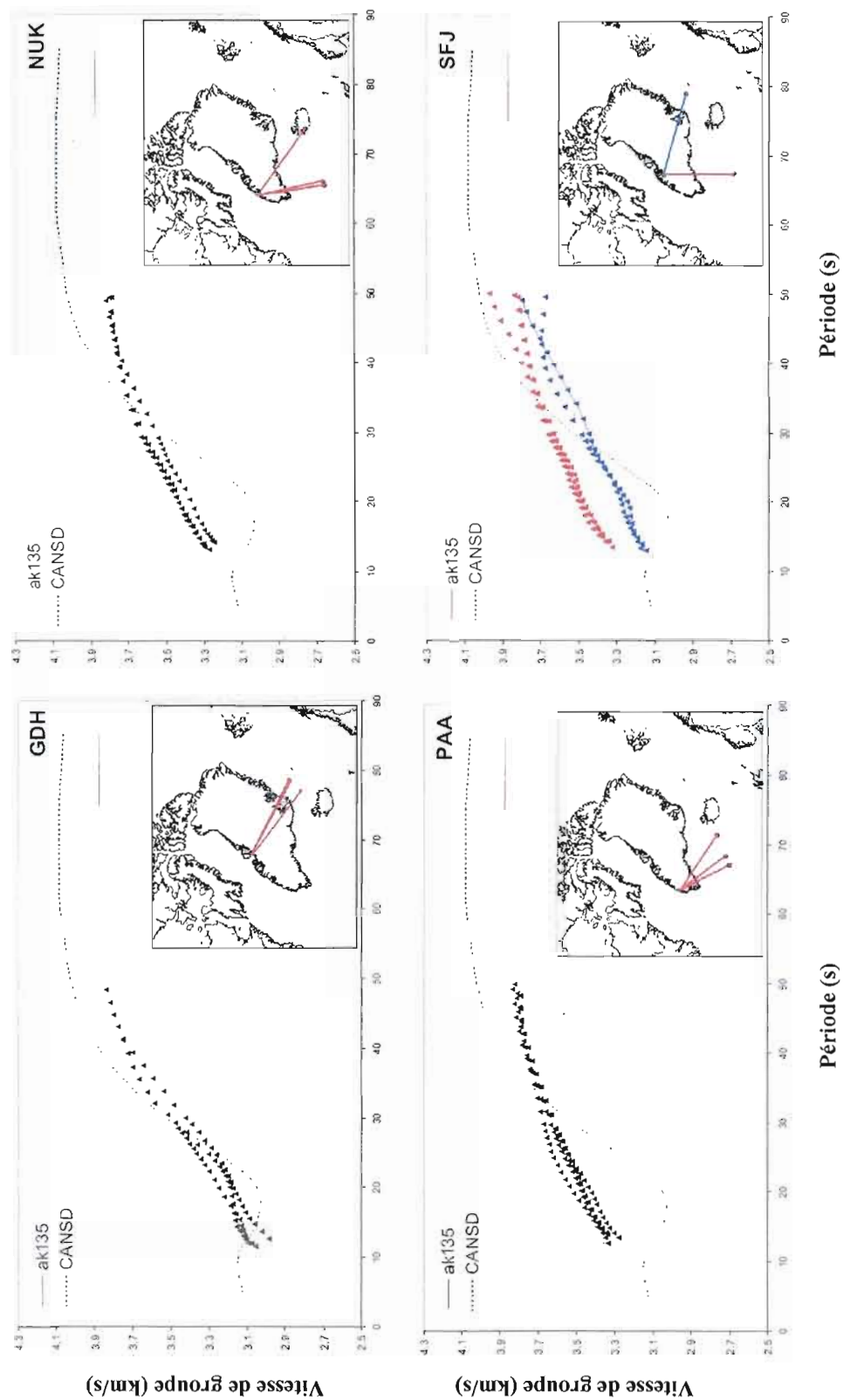
APPENDICE B

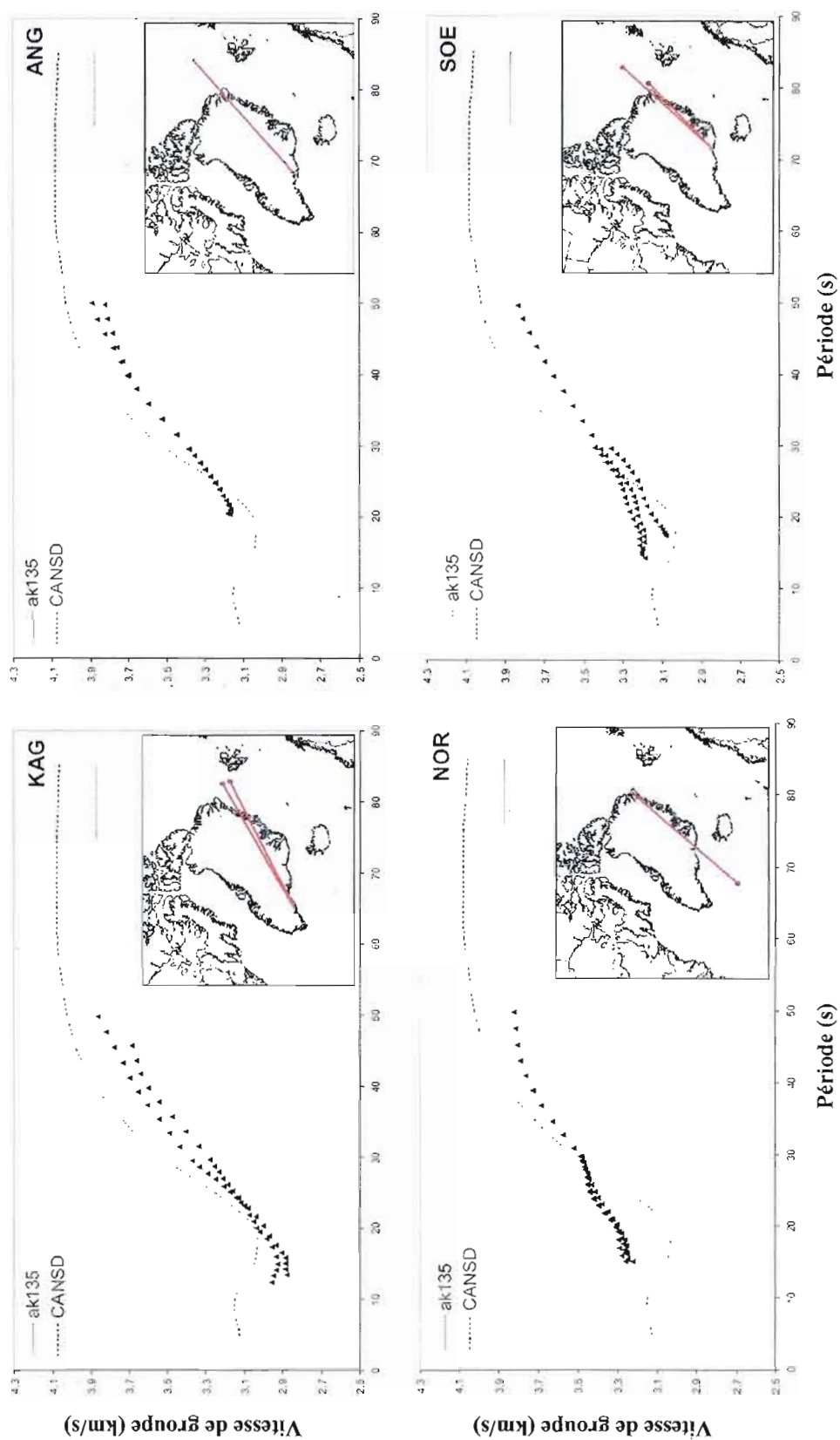
COURBES DE DISPERSION DES VITESSES DE GROUPE COMPARÉES AVEC DES RÉFÉRENCES EXISTANTES

B.1	Partie nord du Groenland	84
B.2	Partie sud du Groenland	85
B.3	Partie est du Groenland	86

Quelques courbes de dispersion de vitesse de groupe station-séisme sont présentées dans cette annexe. Généralement, les courbes de dispersion, pour les périodes intermédiaires, épousent davantage le modèle de référence ak135. On remarque que les trajectoires contenant une partie océanique plus importante que la moyenne, contiennent des vitesses de groupe plus élevées pour des périodes plus petites, soit de 10 à 25 secondes (B.1 SUM et B.3 NOR). On note donc une différence significative entre les courbes de dispersion océaniques et continentales.





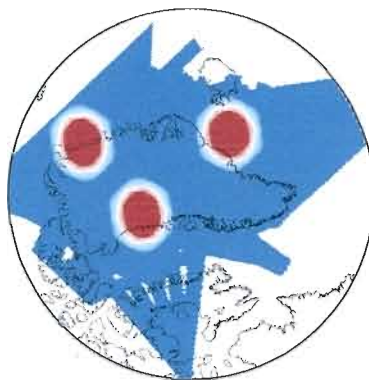


APPENDICE C

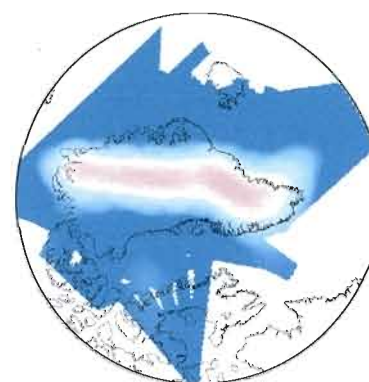
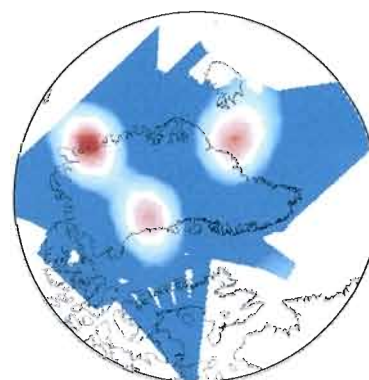
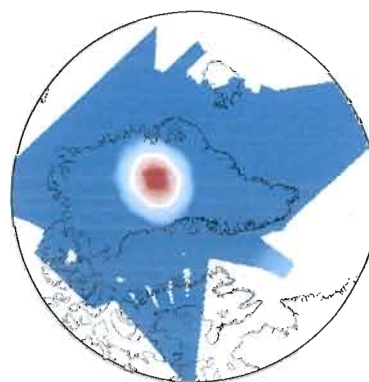
TESTS DE RÉOLUTION SUPPLÉMENTAIRES RÉALISÉS AU COURS DE L'ÉTUDE

Cette annexe présente les tests de résolution en sus effectués afin de définir plus en détail la précision des structures observées dans les modèles. Des anomalies de diamètre de 600 km et une anomalie linéaire nord-sud, d'une largeur de l'ordre de 400 km, ont été employées comme modèles synthétiques. La récupération d'amplitude s'avère excellente pour les trois tests réalisés.

Modèle original



Modèle récupéré

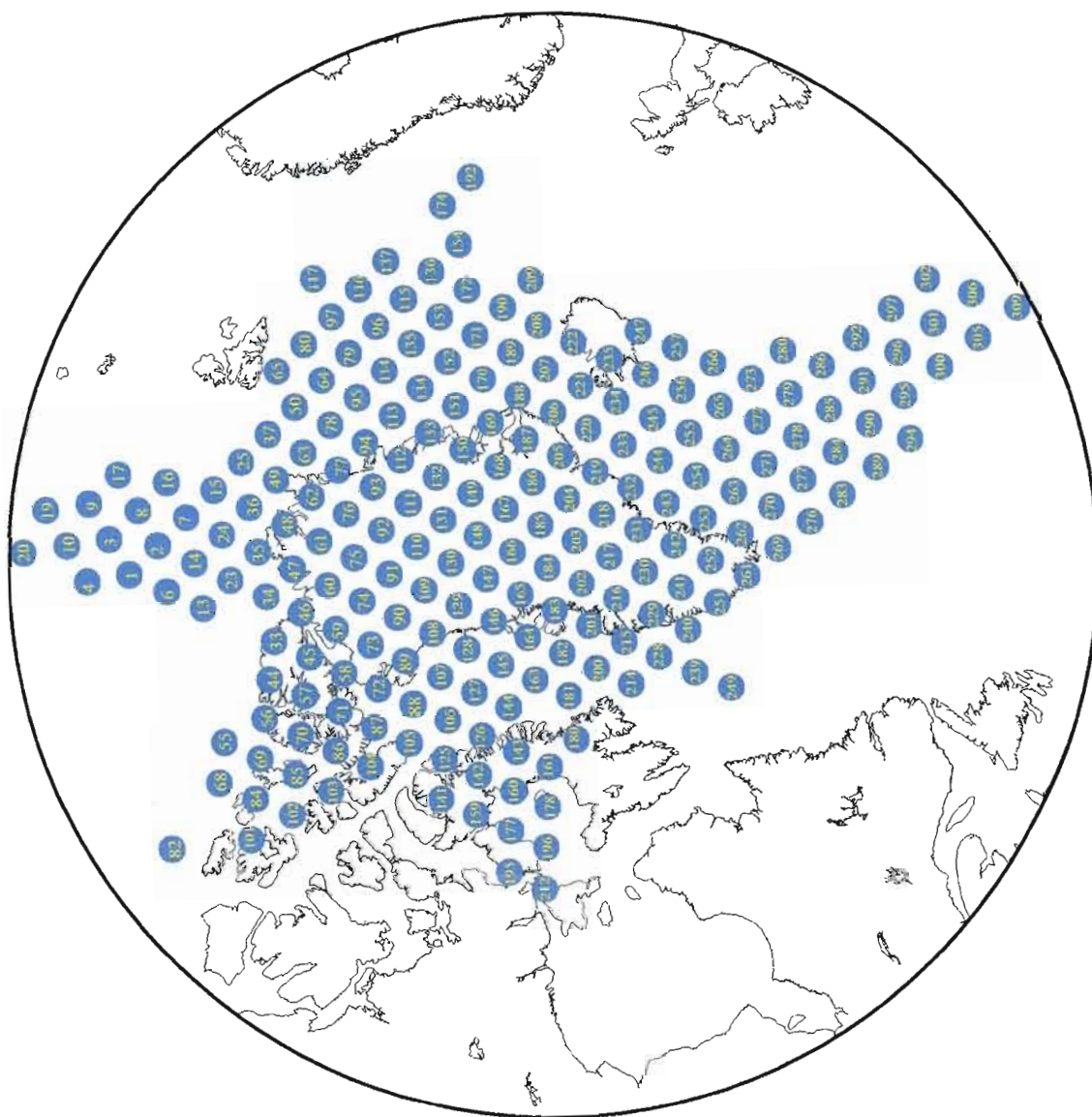


APPENDICE D

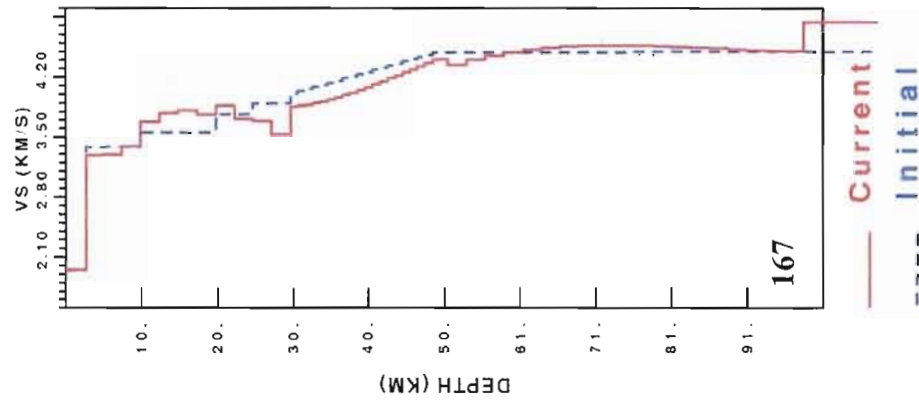
TESTS EFFECTUÉS POUR LES MODÈLES DE VITESSES DES ONDES DE CISAILLEMENT ET DE GROUPE ET RÉSULTATS CONTINENTAUX ET OCÉANIQUES AVEC DES MODÈLES INITIAUX STANDARDS

D.1	Carte des points de grille numérotés	90
D.2	Inversions d'un même point (167) avec différents modèles initiaux considérés	91
D.3	Résultats d'inversions de points océaniques avec un modèle initial contenant un Moho graduel de 5 à 15 km de profondeur	92
D.4	Résultats d'inversions de points continentaux avec un modèle initial iasp91 modifié avec un Moho à différentes profondeurs	94

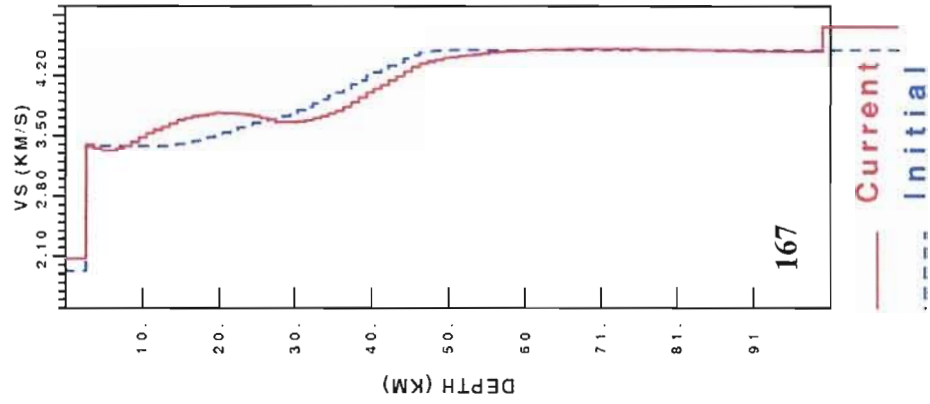
Cette annexe montre les tests effectués avec différents modèles initiaux pour les points de grille continentaux. En analysant ces résultats, on peut affirmer que les modèles finaux sont dépendants du modèle initial utilisé. Un Moho abrupt infère automatiquement au modèle final la profondeur de cette discontinuité. À la lumière de ce résultat, plusieurs tests ont été achevés afin de déterminer le 'meilleur' modèle initial pour nos données et de la région étudiée.



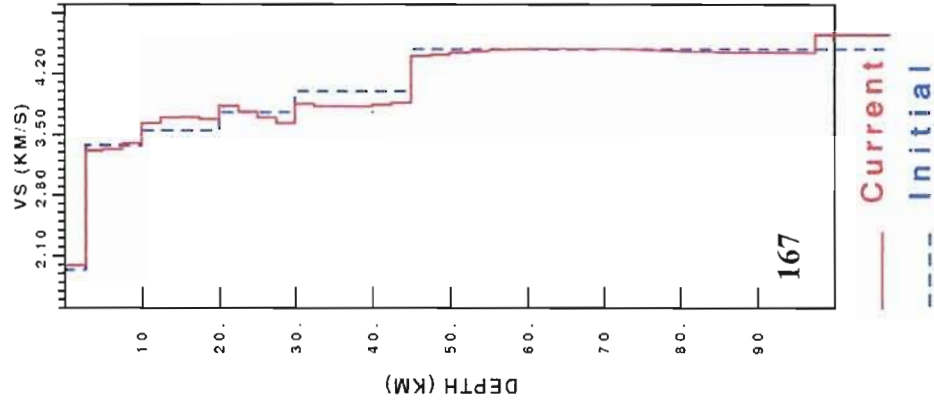
iasp91 modifié (Moho graduel)



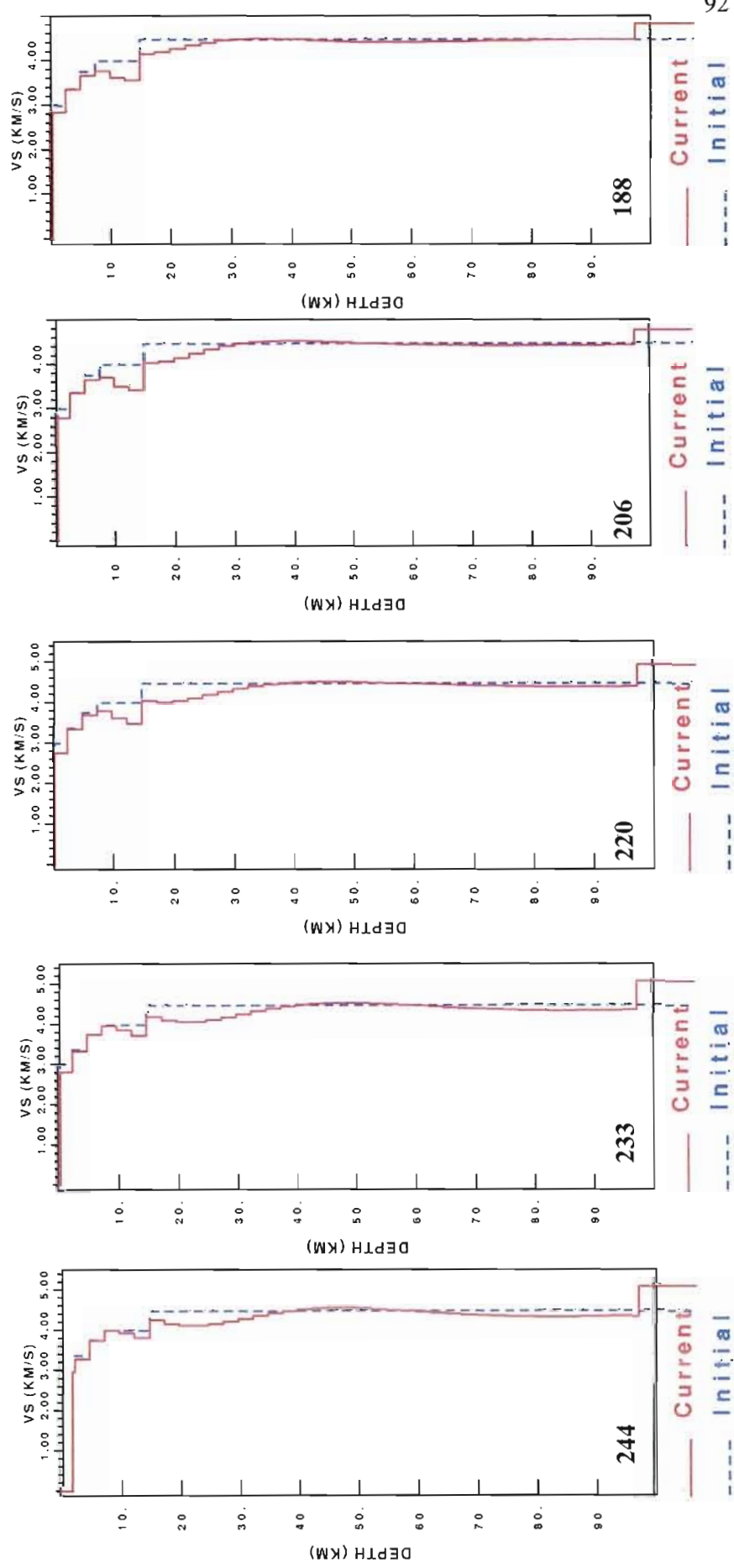
modèle lisse



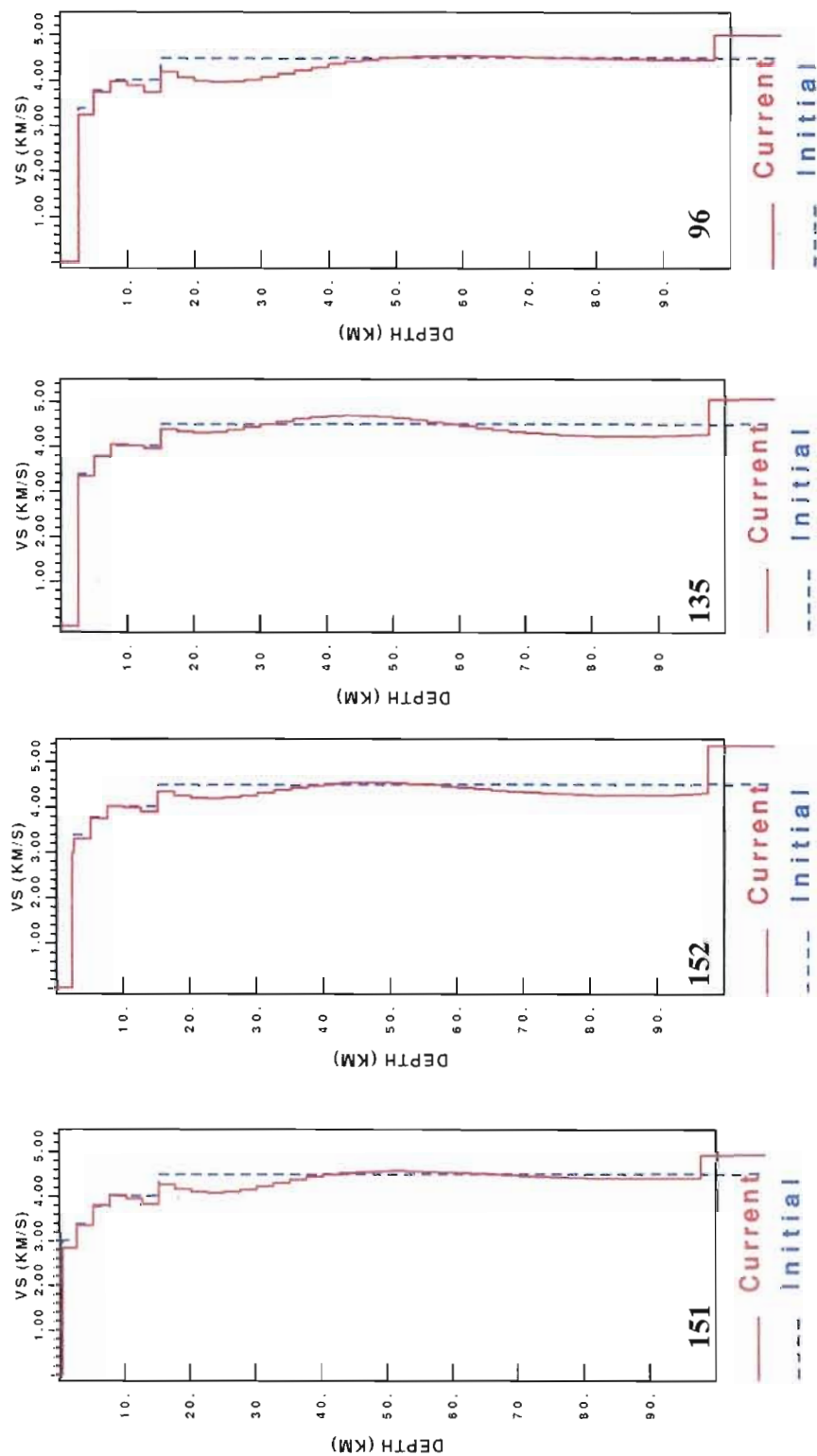
iasp91 (avec couche de glace)



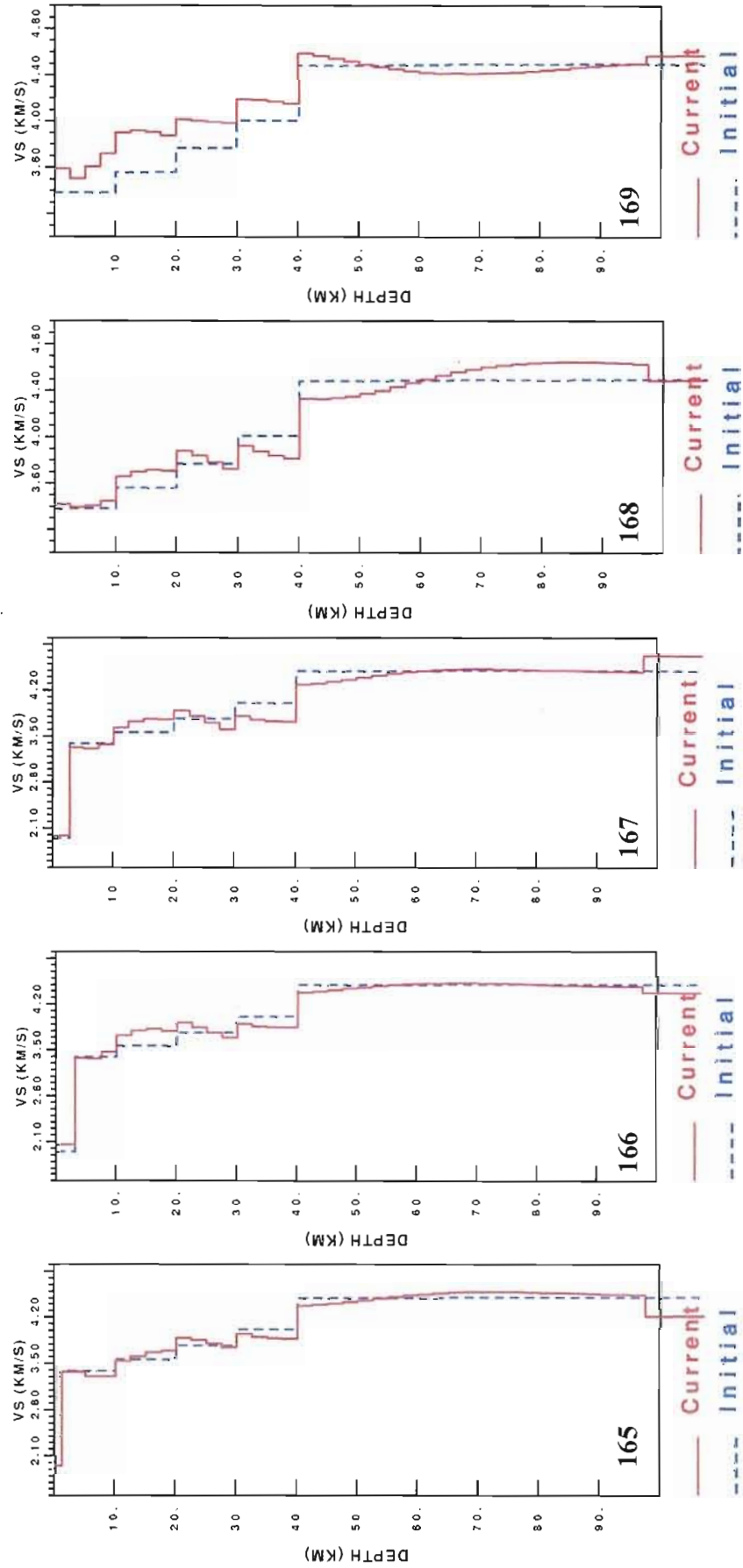
Résultats d'inversions de points océaniques en utilisant un modèle avec un Moho graduel de 5 à 15 km de profondeur



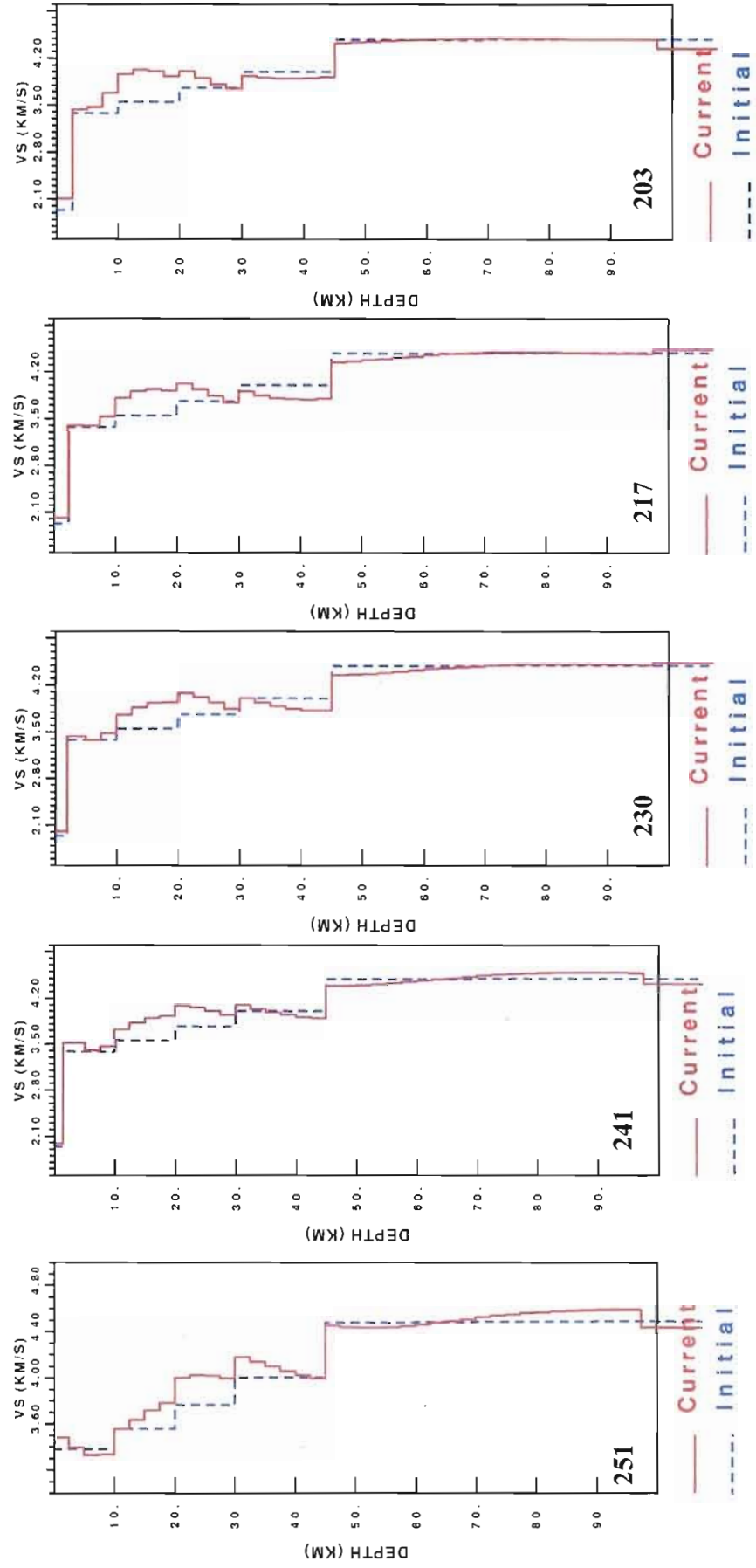
Résultats d'inversions de points océaniques en utilisant un modèle avec un Moho graduel de 5 à 15 km de profondeur



Résultats d'inversions de points continentaux en utilisant le modèle avec un Moho à 40 km de profondeur



Résultats d'inversions de points continentaux en utilisant le modèle avec un Moho à 45 km de profondeur



RÉFÉRENCES

- Abromowitz, M. et I. Stegun. 1964. *Handbook of Mathematical Functions with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables*. U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 297-329.
- Bamber, J.L. 1998. *A new thickness and bed data set for the Greenland ice sheet*. Journal of Geophysical Research, vol. 106, pp.773-780.
- Bhattacharya, S.N. 1983. *Higher order accuracy in multiple filter technique*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 73, No. 5, pp. 1395-1406.
- Brune, J. et J. Dorman. 1963. *Seismic waves and Earth structure in the Canadian Shield*. Bulletin of the Seismological Society of America, 53, pp. 167-210.
- Chalmers, J.A. 1991. *New evidence on the structure of the Labrador Sea/Greenland continental margin*. Journal of the Geological Society, London, Vol. 148, pp. 899-908.
- Chang, W. Y., Yu, G.K., Hwang, R.D., 4, Chiu, J.K., 2007, *Lateral Variations of Rayleigh-Wave Dispersions in the Philippine Sea Region*, Terr. Atmos. Ocean. Sci., Vol. 18, No. 5, 859-878.
- Chian, D. et K.E. Loudon. 1995. *Crustal structure of the Labrador Sea conjugate margin and implications for the formation of nonvolcanic continental margins*. Journal of Geophysical Research, Vol. 100, NO. Bt2, Pages 24,239-24,253.
- Crawford, W.C., Webb, S.C., Hildebrand, J.A. 1998. *Estimating shear velocities in the oceanic crust from compliance measurements by two-dimensional finite difference modeling*. Journal of Geophysical Research, Vol. 103, no. B5, pp. 9895-9916.
- Dahl-Jensen, T., Larsen, T.B., Woelbern, I., Bach, T., Hanka, W., Kind, R., Gregersen, S., Mosegaard, K., Voss, P., Gudmundsson, O. 2003. *Depth to Moho in Greenland: receiver-function analysis suggests two Proterozoic blocks in Greenland*. Earth Planet. Sci. Lett. 205, pp. 379-393.
- Dahl-Jensen, H., Thybo, J.R., Hopper, M.T., Roseng. 1998. *Crustal structure at the SE Greenland Margin from wide-angle and normal incidence seismic data*. Tectonophysics 288, pp. 191-198.

- Darbyshire, F.A., Larsen, T.B., Mosegaard, K., Dahl-Jensen, T., Gudmundsson, O., Bach, T., Gregersen, S., Pedersen, H.A., Hanka, W. 2004. *A first detailed look at the Greenland lithosphere and upper mantle, using Rayleigh wave tomography*. Geophysical Journal Int., Vol 158, pp. 267–286.
- Darbyshire, F.A., Lebedev, S. 2009. *Rayleigh wave phase-velocity heterogeneity and multilayered azimuthal anisotropy of the Superior Craton, Ontario*. Geophys. J. Int., Vol. 176, pp. 215–234.
- Dziewonski, A.M., Bloch, S., Landisman, M. 1969. *A technique for the analysis of transient seismic signals*. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 59, pp. 427–444.
- Gregersen, S. 1970. *Surface wave dispersion and crust structure in Greenland*, Geophysical J. R. Astron. Soc., Vol. 22, pp. 22–39.
- Henriksen N., Higgins A.K., Kalsbeek F., Pulvertaft T.C.R. 2000. *Greenland from Archaean to Quaternary. Descriptive text to the Geological map of Greenland 1:2 500 000*, Geology of Greenland Survey Bull., Vol. 185, 93 p.
- Hamann N.E., Whittaker, R.C., Stemmerik, L. 2005. *Geological development of the Northeast Greenland Shelf*. Petroleum Geology: North-West Europe and Global Perspectives—Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference, pp. 887–902.
- Herrmann, R.B. et C.J. Ammon. 2002. *Computer Programs in Seismology: Surface Waves, Receiver Functions and Crustal Structure*, version 3.20. Saint Louis University, St Louis, MO.
- Holbrook, W.S., Larsen, H.C., Korenaga, J., Dahl-Jensen, T., Reid, I.D., Kelemen, P.B., Hopper, J.R., Kent, G.M., Lizarralde, D., Bernstein, S., Detrick, R.S. 2001. *Mantle thermal structure and active upwelling during continental breakup in the North Atlantic*. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 190, pp. 251–266.
- Keen, C.E., Barrett, K.S., Manchester, K.S., Ross, D.I. 1971. *Geophysical Studies in Baffin Bay and some Tectonic Implications*. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 9, p. 239–256.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R. 1991. *Traveltimes for global earthquake location and phase identification*, Geophys. J. Int., Vol. 105, pp. 429–465.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., Buland, R. 1995. *Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes*, Geophys. J. Int., Vol. 122, pp. 403–416.
- Kumar, P., Kind, R., Hanka, W., Wylegalla, K., Reigber, Ch., Yuan, X., Woelbern, I., Schwintzer, P., Fleming, K., Dahl-Jensen, T., Larsen, T.B., Schweitzer, J., Priestley, K., Gudmundsson, O., Wolf, D. 2005. *The lithosphere-asthenosphere boundary in the North-West Atlantic region*. Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 236, pp. 249–257.

- Laske, G., Masters, G. 1997. *A global digital map of sediment thickness*, EOS Trans. AGU 78, F483.
- Lawver, L.A., Müller, R.D. 1994. *Iceland hotspot track*. Geology, Vol. 22, pp. 311–314.
- Lebedev, S. et R.D. van der Hilst. 2008. *Global upper-mantle tomography with the automated multimode inversion of surface and S wave forms*, Geophysical Journal Int, Vol. 173, pp. 505–518.
- Levshin, A.L., Pisarenko, V.F., Pogrebinsky, G.A. 1972. *On a frequency–time analysis of oscillations*. Ann. Geophys., Vol. 28, pp. 211–218.
- Levshin, A.L., Yanovskaya, T.B., Lander, A.V., Bukchin, B.G., Barmin, M.P., Ratnikova, L.I., E.N., 1989. *Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth*. Kluwer Publ., Dordrecht.
- Levshin, A.L., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Villaseñor, A. 2001. *New mathematical constraints on the Arctic crust and uppermost mantle: Surface wave group velocities, P_n and S_n* , Phys. Earth planet. Inter., Vol. 123, pp. 185–204.
- Lines, L.R., Treitel, S. 1984. *Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems*. Geophysical Prospecting, Vol. 32, pp. 159–186.
- Mooney, W.D., Laske, G., Masters, T.G. 1998. *CRUST 5.1: A global crustal model at $5^\circ \times 5^\circ$* . Journal of Geophysical Research, Vol. 103, no. B1, pp. 727–747.
- Mosar, J., Eide, E.A., Osmundsen, P.T., Sommaruga, A., Torsvik, T.H. 2002. *Greenland-Norway separation: A geodynamic model for the North Atlantic*. Norwegian Journal of Geology, Vol. 82, pp. 282–299.
- Moschetti, M. P., Ritzwoller, M.H., Shapiro, N.M. 2007. *Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh wave group velocity maps*. Geochem. Geophys. Geosyst., Vol. 8, No. 8. 10 p.
- Paige, C.C., Saunders, M.A. 1982. *LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares*. ACM transactions on mathematical software. Vol 8. No 1. pp 43–71.
- Pilidou, S., Priestley, K., Gudmundsson, O., Debayle, E. 2004. *Upper mantle S-wave speed heterogeneity beneath the North Atlantic from regional surface wave tomography: The Iceland and Azores plumes*, Geophys. J. Int., Vol. 159, pp. 1057–1076.
- Ritsema, J., Van Heijst, H.J., Woodhouse, J.H. 2004. *Global transition zone tomography*, J. geophys. Res., Vol. 109., B02302.

- Roest, W.R., Srivastava, S.P. 1989. *Sea-floor spreading in the Labrador Sea: A new reconstruction*. *Geology*, Vol. 17, pp. 1000-1003.
- Shapiro, N.M. et M.H. Ritzwoller. 2002. *Monte-Carlo inversion for a global shear-velocity model of the crust and upper mantle*, *Geophysical Journal Int.*, Vol. 151, pp. 88–105.
- Surlyk, F. 1990. *Timing, style and sedimentary evolution of Late Paleozoic Mesozoic extensional basins of East Greenland*, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, Vol. 55, pp. 107-125.
- Talwani, M., Eldholm, O. 1977. *Evolution of the Norwegian-Greenland Sea*. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 88, pp. 969-999.
- Tegner, C., Duncan, R.A., Bernstein, S., Brooks, C.K., Bird, D.K., Storey, M. 1998. *^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of Tertiary mafic intrusions along the East Greenland rifted margin: Relation to flood basalts and the Iceland hotspot track*. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 156, pp. 75-88.
- Van Gool, J.A.M., Connelley, J.N., Marker, M., Mengel, F.C. 2002. *The Nagssugtoqidian Orogen of West Greenland: tectonic evolution and regional correlations from a West Greenland perspective*, *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 39, pp. 665-686.
- Villaseñor, A., Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L., Barmin, M.P., Engdahl, E.R., Spakman, W., Trampert, J. 2001. *Shear velocity structure of central Eurasia from inversion of surface wave velocities*. *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol. 123, pp. 169–184.
- Ucisk, N., Gudmundsson, Ó., Priestley, K., Larsen, T.B. 2005. *Seismic anisotropy beneath east Greenland revealed by shear wave splitting*. *Geophysics. Res. Lett.* Vol. 32, L08315.
- Ucisk, N., Gudmundsson, O., Hanka, W., Dahl-Jensen, Mosegaard, T.K., Priestley, K. 2008. *Variations of shear-wave splitting in Greenland: Mantle anisotropy and possible impact of the Iceland plume*. *Tectonophysics*, Vol. 462, pp. 137–148.

<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo2.html>